UDC 55 (05)

地質調査所月報

第 27 巻　第 7 号

目　次

報　文

佐々木・昭・神山宣彦: イオウ同位体比よりみた大谷石中のミラビル石の成因……1（445）
木村政昭・湯浅真人・正井義郎・蟹江康光: 三浦半島で発見された漸新－中新世初期の枕状溶岩……7（451）
相原輝雄: 長野県南軽井沢地域における表層堆積物のコーン支持力と間隙水圧について……19（463）
東元定雄・大森江い・後藤隼次: 山口県玖珂地区の堆積岩および花崗岩の化学成分……27（471）
太田良平・神谷雅晴・中川　進: 霧島火山岩石の ^{14}C 年代――日本の地熱活動に関連する第四紀層の ^{14}C 年代　Ⅲ――……39（483）

資　料

岸本文男（訳）: モンゴル中部および東部の地質構造とメタロジェニーの特徴……41（485）
資 料 室: 新着資料の紹介……51（495）

講演要旨

第 124 回研究発表会

工業技術院地質調査所

昭和 51 年 7 月

地質調査所への連絡は

本　　所　〒213　神奈川県川崎市高津区久本 135　☎ (004) 866—3171

東京分室　〒162　東京都新宿区市ケ谷河田町 8 番地　☎ (03) 341—7131

北海道支所　〒060　北海道札幌市中央区南 1 条西18丁目29番地　☎ (011) 611—4465

東北出張所　〒980　仙台市本町 3 丁目 3 番 1 号（仙台合同庁舎内）　☎ (0222) 21—4701

名古屋出張所　〒460　名古屋市中区三ノ丸 2 丁目 5 番 2 号（名古屋通産局総合庁舎内）　☎ (052) 951—6416

大阪出張所　〒540　大阪市東区法円坂町 6 の25（大阪第 2 合同庁舎別館）　☎ (06) 941—5377

中国出張所　〒730　広島市上八丁堀 6 番30号（広島合同庁舎 3 号館）　☎ (0822) 21—1945

四国出張所　〒760　高松市番町 1 の10の 6（四国通産局内）　☎ (0878) 31—3254

九州出張所　〒815　福岡市南区大字塩原字アイゾ 497 の 2（通産省福岡総合庁舎内）　☎ (092) 551—6099

SASAKI, A.
KOHYAMA, N.

イオウ同位体比よりみた大谷石中のミラビル石の成因

佐々木　昭・神山　宣彦

地質調査所月報，vol. 27, no. 7, p. 445-449, 1976
1 illus., 1 tab.

栃木県大谷町付近のいわゆる大谷石中に見いだされたミラビル石は，そのイオウ同位体組成よりみて，同岩中に散在する硫化物（黄鉄鉱）の酸化により生じた SO_4^{2-} イオンからつくられたものと考えられる．一方，硫化物中のイオウは，母岩の凝灰岩層の堆積時に，海水硫酸塩のバクテリア還元によって供給されたものであろう．

546.22.027:552.313.8(521.23)

KIMUURA, M.
YUASA, M.
MASAI, Y.
KANIE, Y.

三浦半島で発見された漸新－中新世初期の枕状溶岩

木村政昭・湯浅真人・正井義郎・蟹江康光

地質調査所月報，vol. 27, no. 7, p. 451-461, 1976
7 illus., 3 pl., 2 tab.

葉山—嶺岡隆起帯に位置する横須賀市平作で，枕状溶岩の露頭を発見した．露頭および鏡下での観察の結果，この岩体は，急冷周縁相，放射状節理の発達した，かんらん石玄武岩の典型的な枕を含んでいる．しかし，枕およびその周囲の岩石片などの産状からみて，本岩体は枕状溶岩岩体形成後，二次的に崩壊したものと思われる．この岩体は，漸新－中新世初期の葉山層群最上部の矢部累層に含まれ，今回発見された露頭では，葉山層群鐙摺累層を不整合に覆っている．

552.321:551.781.5+.782.1(521.28)

AIHARA, T.

長野県南軽井沢地域における表層堆積物のコーン支持力と間隙水圧について

相原　輝雄

地質調査所月報，vol. 27, no. 7, p. 463-469, 1976
6 illus.

長野県南軽井沢地域における，第四紀地盤の地質工学的研究の一環として行なわれ，表層堆積物を対象とするコーン貫入試験と間隙水圧測定の結果および若干の考察が述べられている．これらの測定結果は他地域における類似の内陸盆地表層堆積物に関する測定値と比較的よく対応している．とくにいわゆる軟弱地盤としての泥炭層を主とする地層のコーン支持力は概ね $qc < 2.5\ \mathrm{kg/cm^2}$ とみなすことができる．また個々の測定値の分布の違いは堆積過程や堆積物質に対応するものであるが，この場合堆積物に関する地質学的な名称は必ずしも工業的性質と一致しないことに注意する必要がある．

624.13:551.79(521.52)

HIGASHIMOTO, S.

山口県玖珂地区の堆積岩および花崗岩の化学成分

東元定雄・大森江い・後藤隼次

地質調査所月報，vol. 27, no. 7, p. 471-481, 1976
8 illus., 5 tab.

山口県玖珂地区の堆積岩と花崗岩との化学的特性を明らかにするため，玖珂層群の粘板岩9個，炭質頁岩4個，玄武岩質凝灰岩1個，三畳系粘板岩1個および白亜紀花崗岩3個の化学分析を行った．その結果，玖珂層群の粘板岩は，接触変成作用の影響を除外すれば，西南日本内帯および北部木曾地方の古生層粘板岩と似た化学組成を持つこと，炭質頁岩は粘板岩とは著しく異なる化学組成を持つこと，玄武岩質凝灰岩は平均的玄武岩とは著しく異なること，花崗岩は玖珂花崗岩の一部ではあるが，化学組成は広島花崗岩によく似ていることなどが明らかになった．

543:552.3+.5(521.85)

OTA, R.
KAMITANI, M.
NAKAGAWA, S.

霧島火山岩石の ^{14}C 年代
——日本の地熱活動に関連する第四紀層の ^{14}C 年代 III——

太田良平・神谷雅晴・中川　進

地質調査所月報，vol. 27, no. 7, p. 483-484, 1976
1 illus., 1 tab.

霧島火山の初期噴出物の栗野安山岩類およびその上に載る高原砂礫層の中から炭質物を得て ^{14}C 年代を測定し，栗野安山岩類（試料1個）は約 24,000 年，高原砂礫層（試料3個）は約 28,000 年の値を得たが，他地域の既知資料から考え，後者の値は信頼度が高いが，前者の値はこの上位にある後者の値よりも小さく，検討を要する．

550.93:551.216:551.79(522.8)

R. A. Khasin,
Yu. A. Borzakovskii
translated by
KISHIMOTO, F.

モンゴル中部および東部の地質構造とメタロジェニーの特徴

R. A. Khasin, Yu. A. Borzakovskii 著，岸本文男（訳）

地質調査所月報，vol. 27, no. 7, p. 485-493, 1976
1 illus.

モンゴル中部と東部は東西性に近い先カンブリア系—中生界の分布帯で，いわゆるモンゴルニオホーツク構造帯に主として所属するが，北はザバイカル構造帯，南部は内蒙古構造帯に入る．メタロジェニー上もっとも重要な火成活動は中生代のもので，それに関係する主な鉱床は W, Mo, Sn の鉱床であり，螢石および斑岩銅鉱床がそれに次ぐ．断層構造も一般構造方向に発達し，上記マグマ作用を規制するとともに，鉱床の分布にも大きな影響を与えている．隣接地域の構造と確認鉱床によれば，モンゴル中・東部にはなお未発見の鉱床がきわめて多いものと予測される．

553.062:551.732/.76(517.3)

報　文

546.22.027:552.313.8(521.23)

イオウ同位体比よりみた大谷石中のミラビル石の成因

佐々木　昭*　神山　宣彦**

The Isotopic Composition of Sulfur and the Genesis of Mirabilite from the Miocene Oya Formation, Tochigi Prefecture

Akira SASAKI and Norihiko KOHYAMA

Abstract

Sulfur isotope ratios of mirabilite and gypsum from a pumice tuff formation of the Miocene "green tuff" group in Oya, Tochigi Prefecture are found to be remarkably light, being −16 to −20 in $\delta^{34}S$ per mil value relative to the meteoritic sulfur. The comparable isotopic values have been observed for pyrites in the formation, which are considered to be of syngenetic or diagenetic origin. The SO_4^{2-} in the sulfate minerals is likely to have been derived from the near-surface oxidation of the biogenic sulfides.

要　旨

栃木県大谷町付近に分布するいわゆる大谷石中に見いだされたミラビル石や石膏は，それらのイオウ同位体組成からみて，同岩中に微量に散在する硫化物（黄鉄鉱）の酸化により生じた SO_4^{2-} イオンからつくられたものと考えられる．一方，硫化物中のイオウは母岩の凝灰岩層の堆積時に海水硫酸塩のバクテリア還元（開放ないし半開放系）によって供給されたものであろう．

1. 緒　言

新第三紀緑色凝灰岩の一種で栃木県大谷町付近に広く分布するいわゆる大谷石中のミラビル石については，すでに神山・下田（1971）による鉱物学的記載がある．それに指摘されているように，これらミラビル石の産状には2つあり，①大谷石の表面に霜柱のように針状結晶として成長しているものと，②俗に"みそ"と呼ばれる鉄モンモリロナイト質の包有物が雨水などに洗われて欠落したあとの穴に，石膏を伴って産するものとがある．ただし，いずれの場合も，大谷石の割目や地表近くで，水が流れ落ちたり浸み出したりしている場所に目立って発達している．これらのことから，ミラビル石の晶出は比較的最近のことであり，その構成分である SO_4^{2-} や Na^+ は，おそらく降水や地下水により大谷石中から溶脱供給されたものであろうと考えられている（神山・下田，1971）．

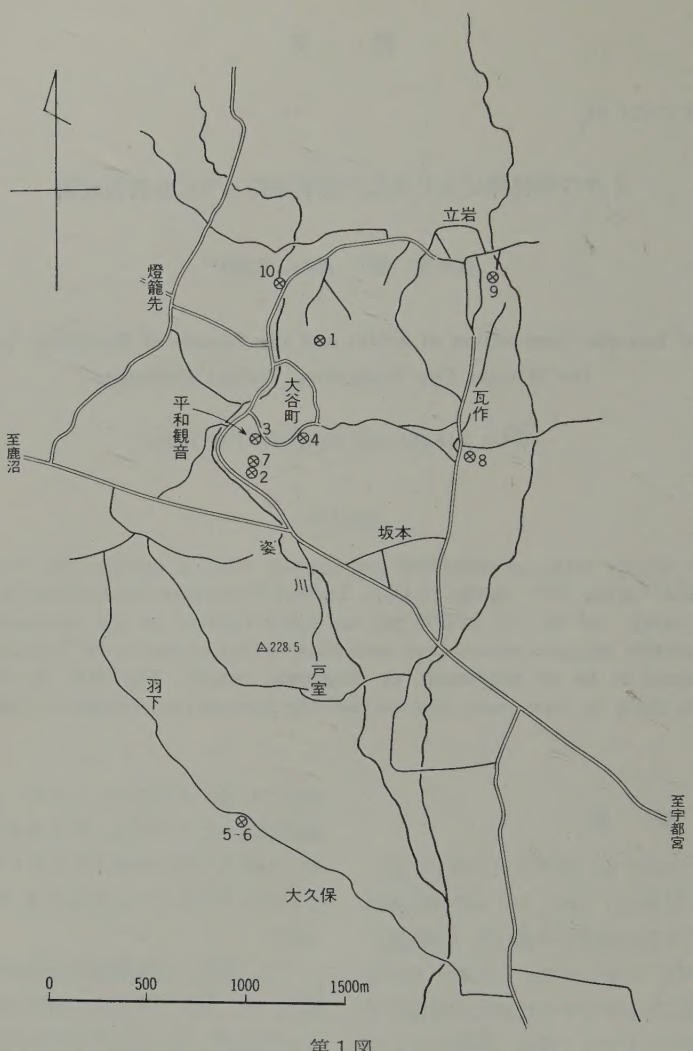
一方，近年，黒鉱鉱床やそれに伴う石膏鉱床の成因に関連して，イオウの起源が新第三紀の海洋 SO_4^{2-} にあるとの考えが，とくにイオウ同位体組成の研究から支配的である（例えば，SAKAI ほか，1970; KAJIWARA, 1971）．また，黒鉱地域の温泉水に含まれる SO_4^{2-} が同位体的に石膏鉱床の硫酸塩に似ていることから，これら SO_4^{2-} はグリンタフ累層中に含まれる海水起源の硫酸塩の溶脱によるものと考えられている（MATSUBAYA ほか，1973; 松葉谷ほか，1975）．

大谷石のミラビル石が前記のごとき成因をもつものであるとすれば，その SO_4^{2-} の起源もおそらく第三紀海洋に直接関係するのではないかとの予想の下に，黒鉱鉱床に伴う石膏やグリンタフ地域の温泉水につき進めてきたイオウ同位体的研究に関連して検討の対象とした．

2. ミラビル石のイオウ同位体比

同位体比を測定したミラビル石は2カ所から採集され，それぞれ，大谷観音の北方 500 m，および南方 200

* 鉱　床　部
** 労働省労働衛生研究所



第 1 図

m の石切場の壁に針状結晶として産したものである．前者は神山・下田 (1971) に記載されたものと同一試料である．試料の採取場所を第 1 図に示した．図中の各番号は第 1 表中のそれに対応する．これら試料は採取時すでに，また保管中にも結晶水の一部を失っているが，そのことはイオウ同位体比の検討には問題を生じない．

結晶は一旦 1 N の HCl 溶液に溶解させた後，硫酸バリウムとして SO_4^{2-} を再固定し，沃化水素酸を用いる還元法 (THODE ほか, 1961) でイオウを最終的に硫化銀 (Ag_2S) としてから，SAKAI and YAMAMOTO (1966) の方法または Cu_2O を酸化剤として用いる方法 (例えば，ROBINSON and KUSAKABE, 1975) により SO_2 ガスとし，同位体比測定用質量分析計により $^{34}S/^{32}S$ 比を測定した．結果は Cañon Diablo 隕石のトロイライト中のイオウを標準とした千分偏差 ($\delta^{34}S$‰ 値) であらわした (第 1 表)．

得られた値は，それぞれ −16.4‰ および −20.2‰ (第 1 表 Nos. 1, 2) で，これら SO_4^{2-} が少なくとも単純な海水硫酸イオン (～+20‰) ではないことを示している．

3. 石膏・黄鉄鉱のイオウ同位体比

ミラビル石のイオウ同位体比が予期に反した結果を与えたことから，大谷石に含まれるイオウとその起源についてさらに検討の要を感じ，若干の追加試料につき同位体比の測定を行った．試料は平和観音近傍，地表付近の石切場より採取した，“みそ” に含まれる石膏 (No. 3)，観音東方約 250 m，地下 60 m 付近より得た細粒黄鉄鉱

第1表　大谷石地域の諸試料のイオウ同位体値

Sulfur isotope ratios of mirabilite, gypsum and pyrite from the Miocene Oya formation, and of SO_4^{2-} in the near-by ground and stream waters.

No.	Sample*	$\delta^{34}S$ (‰)**	Remarks
1	Mirabilite	−16.4	Same specimen as described in KOHYAMA and SHIMODA (1971).
2	ditto	−20.2	
3	Gypsum	−16.5	
4	Pyrite	−34.7	
5	ditto	−27.4	Core of a nodular aggregate of fine-grained pyrites, ca. 5×10 cm in size.
6	ditto	−25.0	Periphery of the above material.
7	SO_4^{2-} in ground water	−19.5	Water pool filling an old, near-surface, quarry. SO_4^{2-} conc.～420 ppm.
8	ditto	−24.0	Water pool at an underground quarry, ca. 80 m below the surface. SO_4^{2-} conc.～80 ppm.
9	ditto	+ 7.6	Water pool at an underground quarry, ca. 50 m below the surface. SO_4^{2-} conc.～12 ppm.
10	SO_4^{2-} in stream water	+ 4.5	SO_4^{2-} conc.～11 ppm.

* Localities of the specimens are given in Fig. 1 by the sample numbers.
** Overall experimental accuracy of the study is estimated to be ±0.2 per mil.

(No. 4)，さらに，大谷地区の南方約 2 km で層序的には大谷凝灰岩層より下部にあたり，通称日光石として採石されている，“みそ”の少ない大谷石類似岩中の黄鉄鉱 (Nos. 5, 6) である．この最後のものは，微粒ないし細粒の黄鉄鉱が径 10-20 cm のノジュール状に濃集しているもので，母岩の凝灰岩層の堆積面に平行して石切場の壁数 10 m に亘り観察され，かなり広い範囲に存在しているものと予想される．

上記試料の中，石膏はすでに述べたミラビル石の場合と同様に処理して分析試料を調製し，また黄鉄鉱は手選により濃縮したものを臭素と硝酸により分解酸化して SO_4^{2-} とした後，硫酸バリウムとして固定し，以後はミラビル石・石膏の場合と同様に処理した．これら試料についてのイオウ同位体比の測定結果は，第1表 Nos. 3-6 に示した．石膏についての値は前記ミラビル石の一つとほとんど全く同一値を示して海水硫酸塩からは程遠く，黄鉄鉱はこれらよりもさらに ^{32}S を濃縮している．

4. 地下水・流水中の溶存硫酸イオンのイオウ同位体比

以上の結果から大谷石中に含まれるイオウが，一般に海水中のイオウなどとくらべ，著しく軽い同位体に富むものであることはほぼ明らかとなったが，なお岩体中に微量に分散して，これまでの検討にかからなかったイオウが存在する可能性は否定できない．通常の大谷石のイオウ含量については公表されたデータがないが，筆者らの一人 (N. K.) によるこれまでの化学分析結果では，いずれも 0.01% 以下であり，一般にきわめてわずかであることは疑いない．

一方，大谷石地域では多孔質の岩層中を浸透する地下水が，しばしば採石場の掘跡に留水となって存在する．このような地下水は，それが移動してきた通路に存在した含イオウ化合物，とくに硫酸塩類を多少とも溶出し濃集してきているものと思われるので，イオウについて一種の平均試料を提供する可能性がある．また，すでに触れたとうり，神山・下田 (1971) はこのような地下水中の SO_4^{2-} イオンを大谷石に見いだされたミラビル石の成因に結び付けているので，その意味でも同位体的に検討の価値がある．そこで，大谷地区（観音南方 200 m の石切場で，No. 2 のミラビル石の採集点の近傍），瓦作地区および立岩地区の3カ所で石切場内の留水をそれぞれ採集し，また，これらと地表水との関係をみる意味で，大谷地区を流れる姿川の流水を採取した．

各試水は傾瀉および濾過により懸濁物質を除去した後，塩化バリウムにより SO_4^{2-} イオンを硫酸バリウムとして固定し，以後はミラビル石その他の場合と同様に処理してイオウ同位体比を測定した．結果は第1表の Nos. 7-10 に示してある．

大谷地区，瓦作地区の地下水中の SO_4^{2-} (Nos. 7, 8) は，既述のミラビル石，石膏，黄鉄鉱などにみられる値とよく似ているが，立岩地区 (No. 9) のものは ^{32}S が少なく，むしろ地表水の値 (No. 10) に近い．しかし，

いずれにせよ，地下水の値にも海水硫酸塩の名残りとみられるようなものがないことは明らかである．

5. 考 察

大谷石中に見いだされたミラビル石の成因に第三紀海洋の SO_4^{2-} イオンが関与しているのではないか，との予想の下に行ったイオウ同位体比の測定は，ミラビル石を含め，大谷石累層中に存在する各種のイオウが，いずれも，海水硫酸イオンにくらべ軽いイオウ (^{32}S) に著しく富んだものであることを明らかにした．

その産状から，ミラビル石の晶出が比較的最近に降水や地下水を媒介に行われたものであろうとの神山・下田 (1971) の推定は，少なくとも，イオウ同位体比の結果とはむじゅんしない．例えば第1表 No. 2 のミラビル石と，この近傍の地下水中の SO_4^{2-} イオン (No. 7) の示す同位体比は，ほぼ同じである．石膏中のイオウも含めて，SO_4^{2-} に関しては硫酸塩鉱物と現在の地下水は同位体的に直接関連しているとみてよいであろう．

一方，これらの値と現在の地表水 (No. 10) が示す値とが全く異なっていることは，大谷石中の SO_4^{2-} が単純な地表水起源ではないことを示すものである．姿川の SO_4^{2-} が持つ +4.5‰ という値は，地表水のイオウ同位体値として一般的なものである (THODE, 1963)．立岩地区の地下水が示す同位体比 (+7.6‰) はこの値にかなり近い．また，地下水各試料の溶存 SO_4^{2-} 濃度をくらべると (第1表)，大谷，瓦作地区 (Nos. 7, 8) のものにくらべ立岩地区 (No. 9) の値は著しく低く，しかもそれは姿川の流水 (No. 10) にみられる値とほぼ同じである．おそらくこの地下水の大部分は，付近の地表水がほとんどそのまま浸み込んだものであろう．

大谷石中の ^{32}S に富む“軽い”イオウの起源につき断定を下すことは難かしいが，もっとも大きな可能性として，少なくともその履歴には，微生物活動による同位体分別が関与していることが考えられる．*Desulphovibrio* などのバクテリアによる硫酸イオンの還元が，天然におけるイオウ同位体の分別に大きな役割を果たしていることはよく知られているが，これによって生ずる同位体分別パターンには大別して2つの型があり，一つは浅海-汽水域などに形成される閉さ系での還元，他は深海堆積物などでみられる開放系の還元と関係している (SCHWARCZ and BURNIE, 1973)．いずれの場合も還元により生ずる H_2S や HS^- と，これによってつくられる硫化鉱物のイオウ同位体比は，源の SO_4^{2-} イオンに比べ ^{32}S に富んだ軽いものとなるが，閉さ系では，硫化物にみられる $\delta^{34}S$ 値は最初の系に存在した SO_4^{2-} に対して 25‰ 程度軽い値を持つ初期の生成物にはじまり，以後還元の進行程度に応じて，これよりさまざまに ^{34}S が多いものがあらわれる．一方，開放系すなわち源の SO_4^{2-} がつねに追加供給され，濃度不変で定常的還元が進行するような場合には，生ずる硫化物は SO_4^{2-} に対し 50‰ ほど軽い $\delta^{34}S$ 値を持つことが多い．このような開放系でスタートしたものが，途中から閉さ系になれば，この硫酸イオンに対し 50‰ 程度軽いものを最小値として，これよりも重い値の硫化物がさまざまに混じたものが得られるはずである．ゆっくり沈積の進みつつある深海や大規模ベーズンの堆積物などでは，沈積・埋没の進行につれ新たな海水 SO_4^{2-} の供給が断たれるため，このような状態をとることが考えられる (SCHWARCZ and BURNIE, 1973)．

大谷石中の黄鉄鉱について得られた $\delta^{34}S$ 値は，第三紀の海水 SO_4^{2-} が開放系ないし半開放系でバクテリア還元を受けて生じた値として説明できる．すなわち，試料 Nos. 4, 5, 6 の同位体値はいずれも海水 SO_4^{2-} の $\delta^{34}S$ 値を +20‰ 前後と考えたとき，これより 50±5‰ 軽い値になっている．このような軽いイオウに富む硫化物 (黄鉄鉱) が，地下水や空気に接触して酸化しふたたび SO_4^{2-} となる場合，この種の酸化過程では同位体比の変動はほとんど生じないことが知られているので，大谷石累層中の地下水が海水にくらべ著しく軽い同位体比を持つ SO_4^{2-} イオンを含み，また，これら SO_4^{2-} イオンによって生じたとみられるミラビル石や石膏が同様な同位体組成を示すことが無理なく説明できる．

測定された試料に関する限り，ミラビル石や石膏，それに地下水中の硫酸イオンの方が黄鉄鉱イオウより多少とも重い同位体値を持っている．このことが，とくに意味のあることか否か今のところ明らかでない．しかし，No. 8 の地下水 SO_4^{2-} のように黄鉄鉱 (Nos. 5, 6) とほとんど同じ同位体比を持つものもあることからみて，検討された黄鉄鉱がたまたまもっとも ^{32}S に富んだものであり，このほかの黄鉄鉱に，ミラビル石などの硫酸イオンと同程度の同位体比を持つものも多く存在していると考えるのがまず妥当であろう．

平均的な地表水は $\delta^{34}S$ 値が +5-+10‰ 程度の SO_4^{2-} イオンを含むことが多い (例えば THODE, 1963)．大谷石地域の現在の流水 (試料 No. 10) もこの範疇に入るとみられ，また流入地表水そのものに近いと考えられる地下水も一部に見いだされた (試料 No. 9)．このような SO_4^{2-} イオンが閉さ系でのバクテリア還元を受ければ，すでに述べた通り，これより生ずる硫化物イオウには −15--20‰ 付近の同位体値を持つものが比較的多いと考えられる．こうしてつくられた硫化物が再び酸化され

SO_4^{2-} となれば，試料 Nos. 1, 2, 3 のミラビル石や石膏にみられるような同位体値が得られるはずである．しかし，その場合には黄鉄鉱の $\delta^{34}S$ 値として −15−−20‰ 程度のものがもっと普通にみられてよいと思われるし，Nos. 4, 5, 6 などの黄鉄鉱が示す同位体比を説明するには，やはり海水硫酸イオンの介入を考えるのがもっとも自然であり，一方でミラビル石や石膏中のイオウのみを地表水起源と考えることは，少なくとも現段階ではモデルを不必要に複雑とするもので不自然である．

6. 結　言

大谷石中に見いだされたミラビル石や石膏をつくる硫酸イオン中のイオウは，海水 SO_4^{2-} に比べ著しく ^{32}S に富んでいるが，同岩中に存在する黄鉄鉱や地下水中に含まれる SO_4^{2-} のイオウ同位体比とあわせ検討した結果，堆積時の海水硫酸イオンから出発し，開放系—半開放系でのバクテリア還元による硫化物（黄鉄鉱）の生成・埋没，その後，地表付近でのこれら硫化物の酸化による SO_4^{2-} イオンの再生，硫酸塩鉱物としての固定という過程を考えることにより説明できる．イオウの供給源となった海水硫酸イオンそのものは open sea 的な堆積環境，母層の多孔質・透水性などのために系内に留まることなく流れ去ったものと思われる．また，一般の大谷石の低イオウ含量からも明らかなように，はじめに硫化物を生じた海水 SO_4^{2-} のバクテリア還元は，よく知られている有機物の多い closed (stagnant) basin での大規模還元とは異なり，局所的なごく小規模のものであったと考えられる．

謝辞　この研究の同位体比測定の一部は岡山大学温泉研究所の松葉谷治博士の御好意によるものである．また，試料の採集に当たり栃木県南那須町荒川小学校の川堀哲夫氏に，質量分析計の使用では地質調査所安藤直行技官に種々御助力をいただいた．これらの方々に深謝する．

文　献

KAJIWARA, Y. (1971) Sulfur isotope study of the Kuroko-ores of the Shakanai No. 1 deposits, Akita Prefecture, Japan. *Geochem. J.*, vol. 4, p. 157-181.

神山宣彦・下田　右 (1971) 栃木県大谷産のミラビル石について．鉱物学雑誌, vol. 10, p. 259-266.

MATSUBAYA, O., SAKAI, H., KUSACHI, I. and SATAKE, H. (1973) Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochem. J.*, vol. 7, p. 123-151.

松葉谷　治・酒井　均・佐々木　昭 (1975) 秋田県，青森県の黒鉱地域および周辺の温泉水についての同位体化学的研究．地質調月，vol. 26, p. 1-11.

ROBINSON, B. W. and KUSAKABE, M. (1975) Quantitative preparation of sulfur dioxide, for $^{34}S/^{32}S$ analyses, from sulfides by combustion with cuprous oxide. *Anal. Chem.*, vol. 47, p. 1179-1181.

SAKAI, H., OSAKI, S. and TSUKAGISHI, M. (1970) Sulfur and oxygen isotopic geochemistry of sulfate in the black ore deposits of Japan. *Geochem. J.*, vol. 4, p. 27-39.

———— and YAMAMOTO, M. (1966) Fractionation of sulfur isotopes in the preparation of sulfur dioxide. An improved technique for the precision analysis of stable sulfur isotopes. *Geochem. J.*, vol. 1, p. 35-42.

SCHWARCZ, H. P. and BURNIE, S. W. (1973) Influence of sedimentary environments on sulfur isotope ratios in clastic rocks: a review. *Mineral. Deposita (Berl.)*, vol. 8, p. 264-277.

THODE, H. G. (1963) Sulphur isotope geochemistry, in SHAW, D. M., ed., *Studies in analytical geochemistry*, Univ. Toronto Press, Toronto, p. 25-41.

————, MONSTER, J. and DUNFORD, H. B. (1961) Sulphur isotope geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 25, p. 159-174.

（受付：1976年1月14日；受理：1976年3月13日）

552.321:551.781.5+.782.1(521.28)

三浦半島で発見された漸新-中新世初期の枕状溶岩

木村 政昭* 湯浅 真人* 正井 義郎** 蟹江 康光***

Finding of Pillow Lava from the Oligo-Miocene Formation of the Miura Peninsula

Masaaki KIMURA, Makoto YUASA, Yoshiro MASAI and Yasumitsu KANIE

Abstract

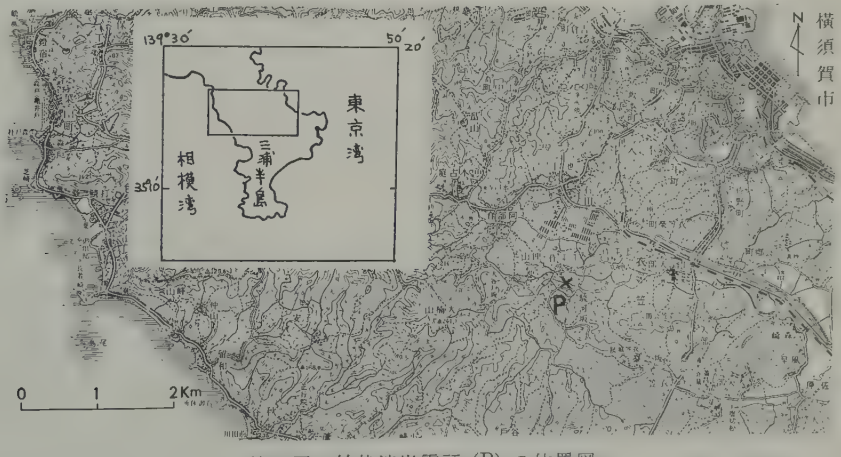
An outcrop of the pillow lava was found near the axial part of the Hayama-Mineoka uplifted belt in the Miura Peninsula, Kanagawa Prefecture.

The result of observation of the outcrop accompanied by the geologic survey around it shows that the pillow lava is included in the Yabe Formation of the Oligo-Miocene Hayama Group. The unconformable relationship between the Yabe Formation and its underlying Abuzuru Formation which also belongs to the Hayama Group can be observed at the outcrop.

According to observations of the outcrop and thin sections under the microscope, the lava is petrographically olivine basalt and has typical pillows with well developed chilled margin and radial joints. As the pillows are partly scaled off and crystalline rock fragments with chilled margin and calcite film are often found around the pillows, the lava is regarded as having secondarily been broken down after the complete solidification.

1. はしがき

1973年3月，著者の一人木村が三浦半島（横須賀市平作）で枕状溶岩の露頭を発見した（第1図）．枕状溶岩は，三浦半島最古の漸新－中新世初期の葉山層群（第1表）に属している．本地域では，大山凝灰質砂岩層は北西部にのみ分布し，本露頭近傍ではそれを欠き，鐙摺（あぶずる）凝灰質砂岩泥岩互層の上位に直接矢部凝灰質砂岩泥岩互層が堆積し不整合関係をなしている．枕状溶岩露頭は，これら両累層の境界付近に位置している（第2図）．この不

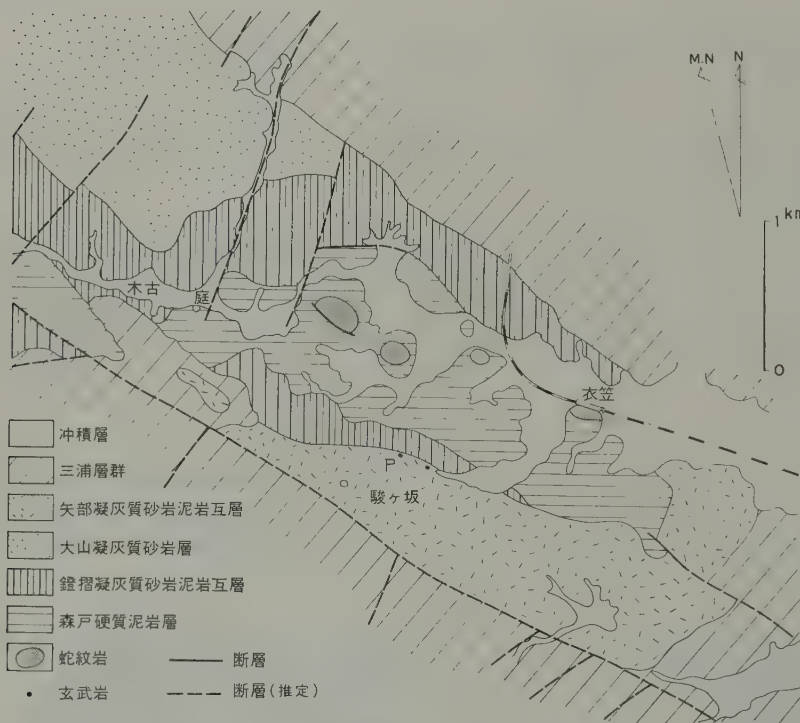


第1図 枕状溶岩露頭（P）の位置図

* 海洋地質部 ** 企 画 室 *** 横須賀市博物館

第 1 表　枕状溶岩露頭周辺の層序

地質時代	層群	岩相区分（累層）
中新世中－後期	三浦層群	逗子泥岩層 田越川礫岩層
		〰〰〰〰〰〰（不整合）
漸新世－中新世前期	葉山層群	矢部凝灰質砂岩泥岩互層
		〰〰〰〰〰〰（不整合）
		大山凝灰質砂岩層 鐙摺凝灰質砂岩泥岩互層 森戸硬質泥岩層



第 2 図　露頭周辺の地質概略図

整合を境として，上位と下位とでは火成活動および造構造運動に明瞭な差のあることが最近の調査でわかってきた（木村，1973）．したがって，枕状溶岩がどちらの累層に属するかを明らかにすることは，その不整合の意義を正しく理解するために不可欠なことである．さいわい，露頭の保存状態が良く，すぐ近くには堆積岩も露出しているので，露頭をさらにカッティングして枕の産状および周囲の堆積岩との関係を調べることができた．結果をここに報告する．

2. 地質概説

枕状溶岩の露頭が見出された地点は，三浦半島の中軸部に存在する葉山一嶺岡隆起帯（三梨，1968；木村，1971）の一部にあたる．本地域およびその周辺の地質については，すでに KIMURA (1966)，三梨・矢崎（1968）により報告されている．報告された地質図については，改訂される必要が生じたがここでは詳しく述べない．第 2 図は，改訂された地質図に基づいて，枕状溶岩露頭周辺の

Mr: 森戸硬質泥岩層，Ab: 鐙摺凝灰質砂岩泥岩互層，Yb: 矢部凝灰質砂岩泥岩互層，P: 枕状溶岩露頭

第3図　露頭付近のルート・マップ

地質を概略的に示したものである．以下に，本露頭近傍の地質について述べる．

本露頭の北部には鐙摺凝灰質砂岩泥岩互層が広く露出する．本累層は葉山町鐙摺海岸に模式的に露出し，灰色を呈する凝灰質砂岩泥岩互層で側方への岩相変化は比較的少ない．葉山町から横須賀市衣笠へかけてほぼ東西に帯状に分布し，その平均層厚は約600mである．葉山層群中で，本層と下位の森戸硬質泥岩層とに挟在する凝灰岩は，ほとんど白色のいわゆる酸性凝灰岩で特徴づけられる．

その分布地域の南に，本累層の上位層である矢部凝灰質砂岩泥岩互層が広く分布する．この地層は横須賀市小矢部から大矢部にかけて模式的に露出する．本層中にはさまれる凝灰岩はスコリア質および軽石質で，灰緑ないし緑青色を呈する特徴的な地層であるが，風化した露頭では褐色を呈す．層厚は400-500mである．本累層は森戸硬質泥岩層までを不整合で覆っているので，大山凝灰質砂岩層，鐙摺凝灰質砂岩泥岩互層をあわせて，最大で1,000m余の地層を削剝していることになる．本地域では大局的には西北西-東南東の走向を示し，岩相は礫質となっており，不整合の基底相を示している．

3. 枕状溶岩

本露頭は平作川上流の川岸（下流に向かって左岸）にあり，幅3.5m，高さ1.5mほどの大きさである（第3

第4図　露頭全体のスケッチ

個々の枕には記載の便宜上，アルファベットの記号を付してある．

図，第4図）．その下部約0.3mは水面下に没している．発見当初露出していた枕（以下単体を枕とよぶ）は，F, H, I, J (Plate 8-A) で，A, B, C, D, E, G, Kは水面下にあり，L, M, Nは風化土壌によって被覆されていた．本露頭の下流約 20m に葉山層群鐙摺凝灰質砂岩泥岩互層の砂岩および頁岩が露出している．筆者らは，枕状溶岩と周囲の岩石との関係を明らかにし，また個々の枕がそれを含む岩体中でどのような産状をしているかを明らかにするために，露頭のカッティングを行った (Plate 8-B)．

3.1 露頭観察

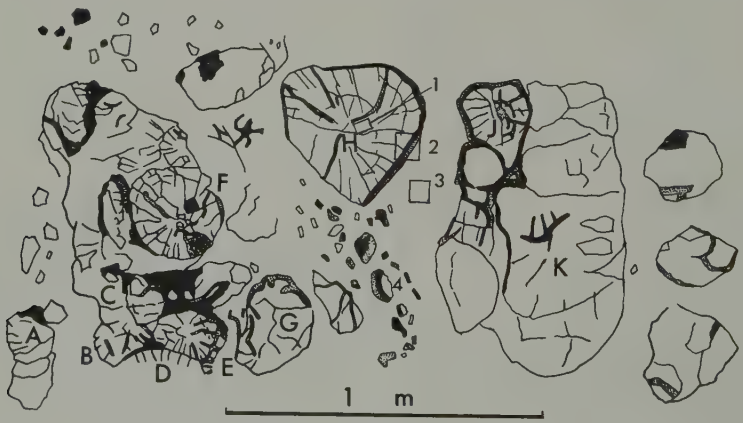
本露頭で14個の枕の存在が確認された．このうちB・C・D・E・FとJ・Kは，それぞれひとかたまりの集合体となっている（第5図）．A, G, H, I, L, M, Nは単体として存在している．これらの枕の中には，急冷周縁相のよく発達したものや，周囲を厚さ5mm位の方解石被膜にとりかこまれているものがあるが，部分的にそれらを欠くものもある（第6図）．

集合体はほとんど枕およびその破片と思われる岩石片からなり，集合体内の枕と枕との間は，それらと同質の岩石片および方解石と粘土質物質が埋めている．

集合体および単体の枕の間を埋めるマトリックスは，結晶質岩石片や黒色ガラス質岩片などからなる．結晶質岩石片のなかには，黒色ガラス質部分をもつものや，方解石被膜によって一部を覆われているものがあり（例えば第6図の 4），これらは枕の破片と思われる．岩石片は，こぶし大ないし大豆大位の大きさの角礫状で，露頭のほぼ全域にわたって散在する．その量は約40-65%を占めている．マトリックス中では，これらの岩石片，方解石片の間をさらに細粒の物質がうめている．これらの

第5図　露頭カッティング後のスケッチ

枕には記載の便宜上，アルファベットの記号を付してある．急冷周縁相のガラスは黒つぶしで示した．



1: Plate 10-A, B の薄片にした部分
2: Plate 9-A, B の薄片にした部分
3: Plate 10-C の薄片にした部分
4: 方解石被膜とガラス質急冷周縁相とを一部にもつ岩石片

第6図　露頭一部分の拡大図

黒つぶしの部分はガラス質急冷周縁相を示し，砂目部分は方解石の脈，被膜および破片を示している．

第2表　枕　の　形　状

枕の記号	最大径 (cm)	最小径 (cm)	急冷相	節理		方解石	備考
				放射状	同心円状		
A	19	15	有	有	無	無	
B	15	13	無	有	無	脈状	
C	16	12	有	有	有	脈状	
D	24＜		有	有	無	被膜状	枕の下 2/3 位は欠損している.
E	21	15	有	有	有	脈状	
F	25	24	有	有	有	被膜状	
G	32	22	有	無	無	被膜状	
H	52	49	有	有	有	被膜・脈状	
I	54	35	有	無	無	被膜状	枕の末端部と思われる.
J	33	27	有	有	有	脈状	中心部に方解石塊がある.
K	40	40	有	有	無	被膜状	
L	35	18	有	有	無	脈状	
M	37	32	無	有	無	脈状	
N	25	19	有	無	無	無	

物質は，露頭の表面では風化して軟弱になっており，暗褐色ないし赤褐色を示している.

方解石は，枕の被膜およびマトリックス中の破片という産状のもののほかに，枕の割れ目を脈状に埋めたものがある．このような産状を示す方解石脈は，枕の内部のみにみられ，マトリックス中へは連続しない.

個々の枕の形状について，第2表に示した.

3.2　鏡下での観察

枕

露頭中のH（第5図）の右端および右上部にあたる部分を，周縁相から中心まで9枚の薄片にして観察した (Plate 9, 10). Plate 9-A は枕の急冷周縁相とそれより内側の部分である．両者の境界付近を拡大して Plate 9-B に示した．Plate 10-A では枕の中心部近くの岩石組織を示した.

この岩石はかんらん石玄武岩であり，枕は方解石の被膜にとり巻かれている．急冷周縁相の割れ目にも方解石が発達している (Plate 9-A, 右下部).

急冷周縁相は，両端が針状および燕尾状の外形を示す斜長石，ほぼ自形のかんらん石，および淡褐色のガラスからなる．斜長石，かんらん石の量は少ない.

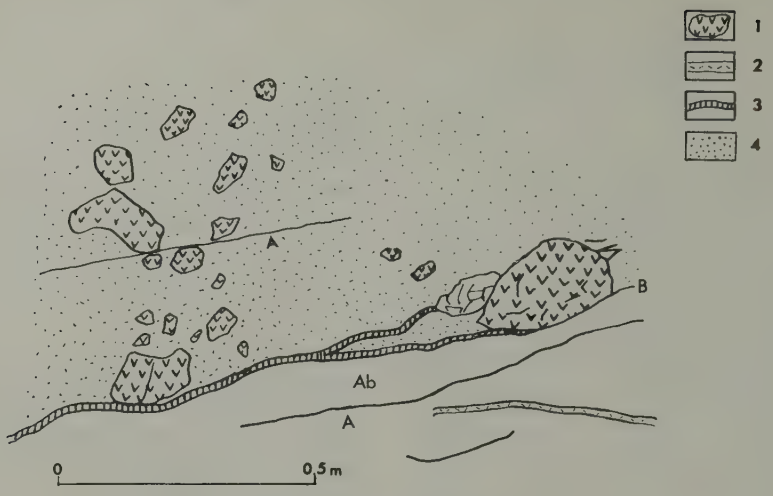
斜長石は最大のもので 0.4 mm×0.02 mm 位であるが，多くは長さ 0.1-0.2 mm 以下である．かんらん石は最大で 1 mm×1 mm のものがあるが，一般に 0.4 mm×0.3 mm 位のものが多い．かんらん石は完全に変質して淡青緑色および黄褐色の粘土鉱物になっている場合がほとんどであり，変質せずに残っていることは非常に少ない．ガラス中に直径 0.2-0.5 mm 位の球状の孔隙があり，淡青緑色および黄褐色の粘土鉱物，あるいは方解石によってその中を埋められている.

急冷周縁相中では，斜長石を核として隠微晶質物質が放射状に成長し，断面が楕円ないし円形の球状体を形成している．この球状体は，枕の外側から内側へ向かって次のような発達の仕方をしている．外縁から約 3.5 mm 内側の付近を境に，それより外側では斜長石は直接ガラス質部分に接している．一方，境より内側では 0.05 mm ×0.01 mm ほどの隠微晶質な球状体（斜長石の核がある）が認められ，内側へ向かって球の量は漸増する．さらに内側では球は互いに接し合い，個々の球を識別することは困難となる．かろうじて識別できるところでは，球の大きさは 0.2 mm×0.08 mm 位になっている.

個々の球状体の識別が困難になるところを境として内側を，記載の都合上枕の内部としておく.

内部では，斑晶としてかんらん石および斜長石が認められる．かんらん石は急冷周縁相中のものよりやや大きく，径 0.6 mm 位の大きさで，中には 2 mm に達するものもある．量も周縁相中より多い．変質の仕方は周縁相中のものより激しく，完全に淡青緑色および黄褐色の粘土鉱物に変わり，新鮮なものは残っていない．斜長石斑晶はきわめてまれで，作成した薄片中でわずか1斑晶 (2.4 mm×1.3 mm) が見つかったにすぎない．斜長石斑晶は周縁部に限って累帯構造が観察され，虫くい状の小湾入にとりかこまれている.

石基は，長柱状の斜長石と，その周囲を放射状ないし



1: 枕の破片, 2: 白色凝灰岩, 3: 粘土化した部分, 4: マトリックス,
A: 節理, B: 不整合面, Ab: 鐙摺凝灰質砂岩泥岩互層

第 7 図　枕状溶岩岩体と鐙摺凝灰質砂岩泥岩互層との不整合関係を示すスケッチ

は稲束状にとりかこむ隠微晶質物質，針状ないし鳥の翼状の単斜輝石，および 0.01 mm 以下の粒状不透明鉱物からなる (Plate 10-A, B).

斜長石は末端が針状になっていることもあり，急冷周縁相中のものに比べやや大きい (0.2-0.4 mm×0.02-0.03 mm). 単斜輝石は枕の中心部へ向かって量が増え，やや大きさを増す．また，わずかに赤紫色を帯びており，チタンオージャイトかもしれない．石基中には直径 0.2-0.6 mm の球状の孔隙があるが，現在では二次的な方解石によってうめられている．孔隙の周囲は石基の他の部分に比べ隠微晶質物質の量比が高く，ほとんどこの物質にとりかこまれている場合もある．

枕と枕との間を埋めるマトリックス

マトリックスの顕微鏡写真を Plate 10-C に示す．採取した位置は第 6 図の 2 に示した．Plate 10-C から，結晶質岩石片，ガラス質岩片および方解石片が識別できる．これらの間はきわめて細粒の不透明ないし半透明の鑑定不能の物質と鉄酸化物 (?) で埋められている．各破片の量は，この薄片中では結晶質岩石片，方解石片，ガラス質岩片の順に少なくなる．同薄片中にみられる結晶質岩石片は，大きいもので 1.1 mm×0.6 mm，一般に 0.1 mm×0.1 mm 位のものが多い．これらの結晶質岩石片自体には急冷周縁相はみられない．しかし，これらの結晶質岩石片には，枕中にみられる斜長石を核とした球状の隠微晶質物質や，斜長石の骸晶が多くみられることから，枕の破片と思われる．

マトリックス中には，1.5 mm×1.0 mm 位の不定形角礫状の方解石が多く散在している．これらの方解石は，その形態から考えて空隙をあとから埋めたものとは思われず，かつて別の形で形成されたものの破片であると考えられる．

4. 枕状溶岩と周囲の岩石との関係

本露頭の下部で，枕状溶岩と泥岩との接触部が認められる (第 7 図)．この泥岩には白色凝灰岩がはさまれることから，鐙摺凝灰質砂岩泥岩互層と推定される (第 2 章)．この関係については，境界がシャープで凹凸に富んでいること，この境界より下位層には枕およびその破片は含まれていないが，上位における下位の頁岩と思われる岩片の存在，および下盤粘土が認められる点から，枕状溶岩岩体は下位層を浸食していると判断される．

さらに，枕状溶岩岩体は，本露頭周辺では NE-SW の走向で，SE へ数 10° ほど傾斜している．下位層の走向は N60°E で，ほぼ上位層と平行しているが，傾斜は逆に NW60° であり，上位層とは斜交関係にあることから，本露頭で観察される境界面は，傾斜不整合面と判断される．一方，この露頭のすぐ周辺に，矢部凝灰質砂岩泥岩互層が広く露出する．したがって，本露頭は鐙摺凝灰質砂岩泥岩互層の上位に不整合にのる，矢部凝灰質砂岩泥岩互層に含まれるものとみなされる．

5. 結　論

以上述べてきたように，本露頭の枕は，明瞭なガラス質急冷周縁相をもち，放射状節理がよく発達しているこ

と，また，マトリックスは枕と同岩質の結晶質岩石片，ガラス質岩片，および方解石片などからなることがわかった．

マトリックス中のこれらの岩石片および方解石片は，以下の点から枕状溶岩形成後，岩体の一部が崩壊したものである．

（1） 急冷周縁相の一部欠如した枕がある．

（2） 枕の破片がマトリックス中に含まれる．

（3） 方解石の破片が枕の周囲に散在している．

（4） 方解石被膜とガラス質急冷周縁相とを一部にもつ岩石片がある．

これらの事実から，この岩体は枕状溶岩岩体の固結後，二次的に崩壊して形成されたものとみられる．

周囲の岩石との関係から，この岩体は鐙摺凝灰質砂岩泥岩互層を不整合に覆う，矢部凝灰質砂岩泥岩互層に含まれるものとみなされる．

謝　辞

枕状溶岩露頭のカッティングにあたっては，宇内建設（株）の宇内城一氏に御協力をいただいた．地質部服部仁技官には，現地調査に際して御指導をいただいた．あわせてここに感謝する．

文　献

KIMURA, M. (1966) Submarine geology of the southern part of the Kanto district. *11th Pac. Sci. Congress, Abs. Paper, Oceanography, Proc.*, vol. 2, p. 94.

木村政昭（1971） 南関東の地殻モデルに関する一考察．地質ニュース，no. 204, p. 1-9.

————（1973） 陸上地質を相模湾底に追う．科学，vol. 43, p. 420-426.

三梨　昂（1968） 三浦・房総半島の地質構造と堆積構造．日本地質学会第 75 年年会地質見学案内書，p. 4-13.

————・矢崎清貫（1968） 日本油田・ガス田図 6 三浦半島．地質調査所．

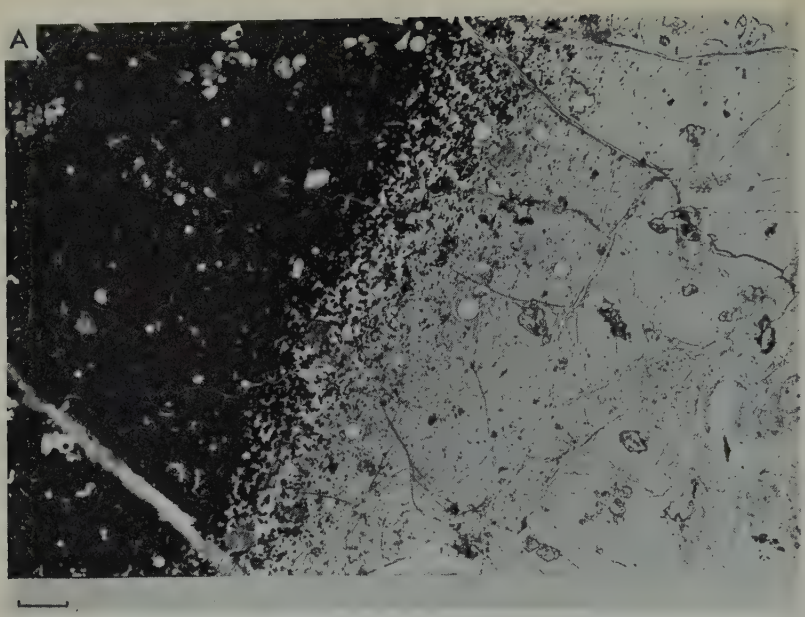
（受付：1975年11月29日；受理：1976年3月9日）

カッティング前の露頭

記号は第 4, 5 図と同じ.

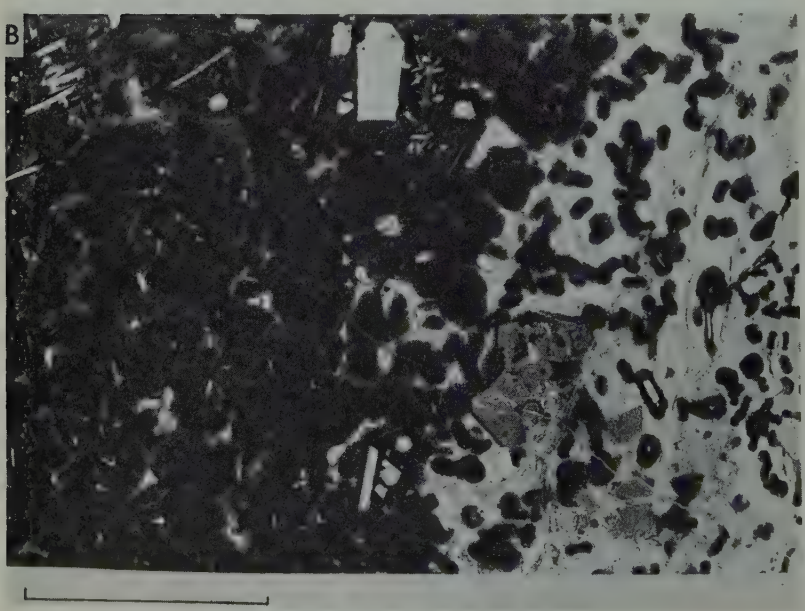
露頭のカッティング作業

記号は第 4, 5 図と同じ.



枕Hの急冷周縁相（写真右方）およびそれより内側の顕微鏡写真

外側から内側へかけて，隠微晶質球状体の発達の仕方がわかる．写真右下部では，急冷周縁相の割れ目に方解石がはいりこんでいる．スケールは 1 mm を示す．オープン・ニコル．

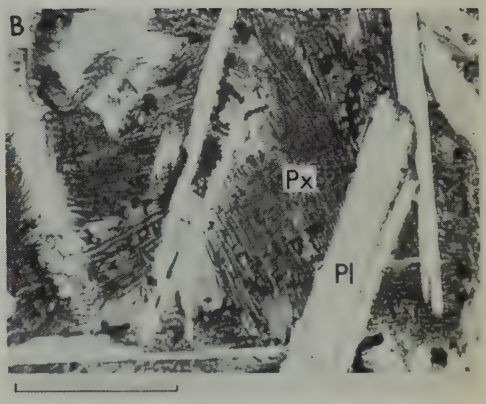


A中央部付近の拡大

上中部に，かんらん石斑晶の仮像がみられる．スケールは 1 mm を示す．オープン・ニコル．

枕Hの中心部付近の顕微鏡写真

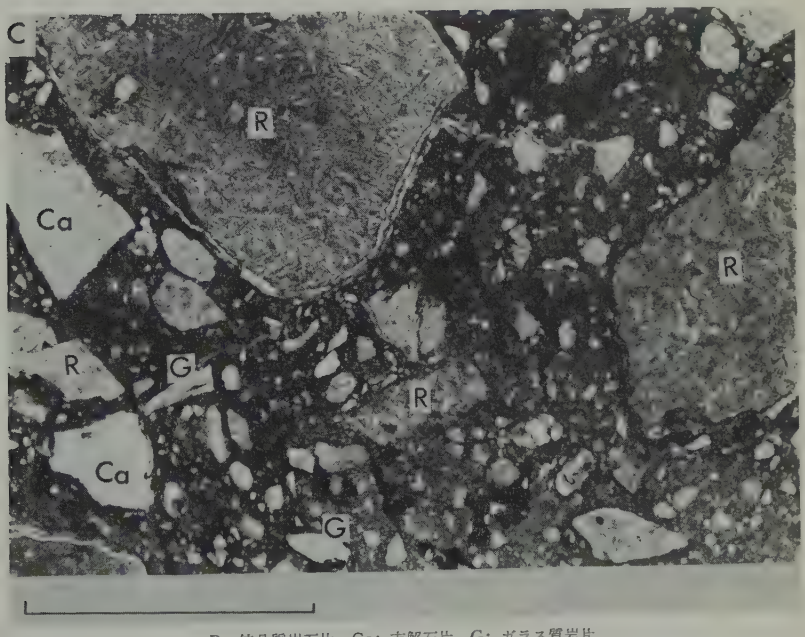
スケールは 0.1 mm を示す．オープン・ニコル



Px: 単斜輝石，Pl: 斜長石．

枕Hの中心部付近の顕微鏡写真

スケールは 0.1 mm を示す．オープン・ニコル．



R: 結晶質岩石片，Ca: 方解石片，G: ガラス質岩片，

マトリックス部分の顕微鏡写真

スケールは 1 mm を示す．オープン・ニコル．

624.13:551.79(521.52)

長野県南軽井沢地域における表層堆積物のコーン支持力と間隙水圧について

相原 輝雄*

Cone Penetration Test and Measurement of Pore Water Pressure of the Surface Deposits in the Minami-Karuizawa Area, Nagano Prefecture

Teruo AIHARA

Abstract

The area occupies the southern half of Karuizawa basin which is the highland at an altitude of about 900 meters, and is covered by wide distribution of the meadow soil. The soft subsoil bearing peaty beds of about one meter in maximum thickness has been known in the surface deposits of the area.

As a result of the cone penetration test, the thickness of the soft subsoil is estimated at 1.5–3.5 meters from the surface. The bearing power of the peaty beds is estimated at 1–2 kg/cm² in *qc*-value. Distribution of the peaty beds and other soft beds shows a tendency to be more dominant and more thick towards the southeastern part of the area.

As a result of measurement of pore water pressure, it is generally able to point out that the pore water pressure at the zone of 2–4 meters in depth is lower than the theoretical value of hydrostatic pressure, throughout most parts of the area. The excessive water pressure of the lower zone may be caused by the increase of the weight compression of the overlying beds, and on the contrary the pressure lack of the upper zone may be caused by the water pressure retardation under the influence of absorbed water in the peaty beds.

まえがき

長野県南軽井沢地域における第四紀地盤の地質工学的研究の一環として，同地域の表層堆積物を対象としたコーン貫入試験と間隙水圧の計測を実施した．内陸盆地にはしばしば特異な湖成ないし沼沢地堆積物が広く分布することが知られている．本研究はこのような堆積物の地質工学的性質を明らかにするための一つの手懸りを得ようとするものである．

1. 調査地域の概要

本地域は長野県東部の軽井沢盆地のうち，国鉄信越線以南の地蔵ケ原を中心として塩沢・雨宮新田・扇平・南軽井沢・馬取・馬越等の集落を含む範囲で，標高 920–930m の湿草原地帯をなしている．地域のほぼ中央部には雲場川が西方へ流れ，これに多くの小支流が合流する．これらの河岸にはしばしば泥炭層が露出し，本地域の大部分が湿地性堆積物によって覆われていることが推察される．また地域の表層部を構成する未固結堆積物には，泥炭のほか粘土シルト・火山灰・軽石・砂礫などを含み，それらの厚さは最大 80m 以上に達しているといわれている．

2. コーン貫入試験

2.1 計測方法

事前に実施されたスエーデン式サウンディングテストの結果から，おおむね本地域南部の地蔵ケ原から馬越地区に連なる部分に軟かな表層地盤の発達していることが予想されたため，この地区を中心とする軟弱層を主対象として二重管式コーンペネトロメーターによる計測を行った[1]．これは地耐力測定用貫入試験機の一種で，先端コーンが地盤を破壊しながら貫入するときの抵抗力を測

* 環境地質部

1) 構造操作の概要については，すでに尾原ほか（1968）によって紹介されているが，本測定においては，コーンの昇降に際して手動ハンドルの代りにエンジン動力を連結したものを使用した．

定し，これをコーン支持力 qc (kg/cm²) として読みとる方式のものである．計測地点および測点番号は第1図に示す通りで，11 地点について行った．測定深度は 1.2-3.9 m で各地点とも測定間隔は 10 cm とした．

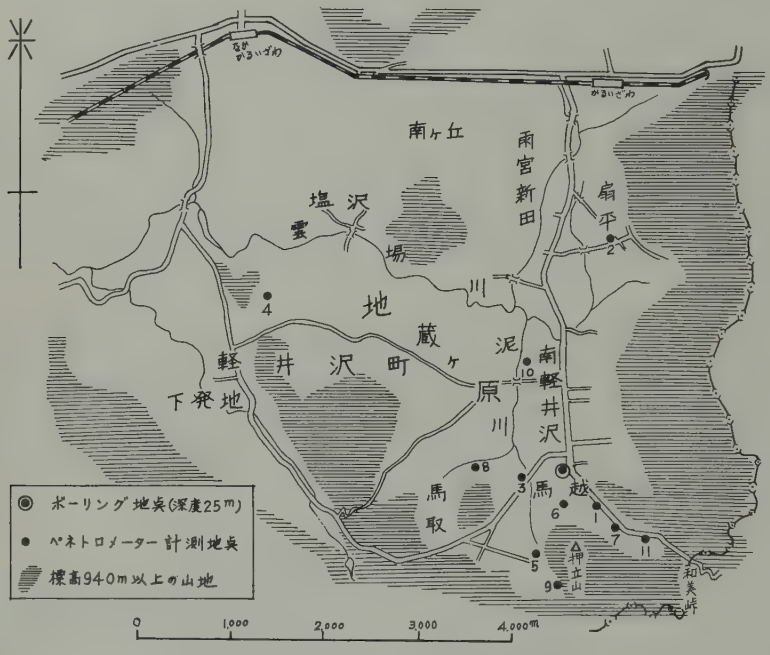
2.2 測定結果

コーン支持力 qc (kg/cm²) 測定結果は第2図に示した通りであるが，各地点ごとの測定値に関する特徴を概略的に述べれば次の通りである．

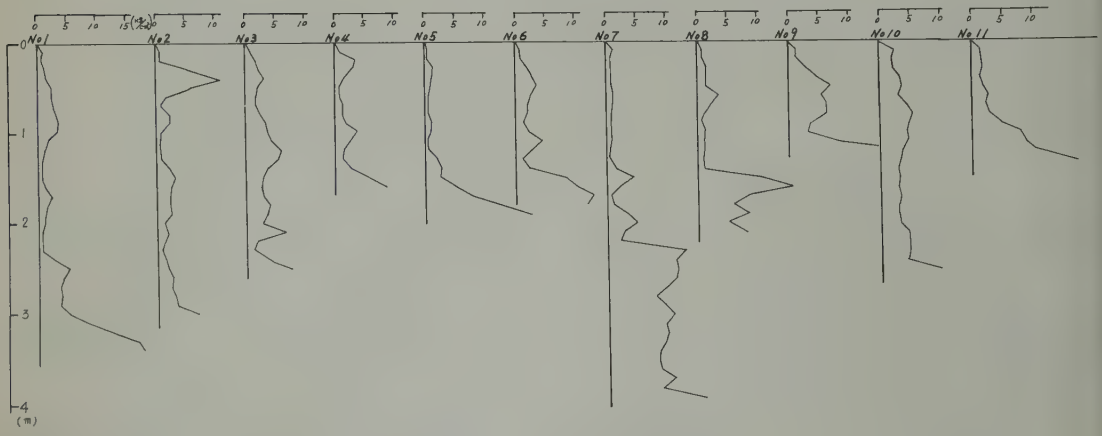
No. 1 地点 馬越から和美峠に向かう道路沿いで，沢の入口に位置している．深度 3 m 付近までは 5 kg/cm² 以下の比較的小さな値が続き，その直下で 10 kg/cm² を大きく越える傾向が認められる．全体として 2.4 m 以浅の大部分は 2.5 kg/cm² 以下を示している．

No. 2 地点 本調査地域北東部を代表すると考えられる地点で，No. 1 地点より約 3 km 北に位置している．深度 0.3-0.5 m の値を除けば No. 1 地点に類似した傾向を示し，大部分が 2.5 kg/cm² 以下の値が続き，深度 3 m からは 5 kg/cm² 以上になる傾向もうかがわれる．

No. 3 地点 地蔵ケ原南東端に位置し，レークニュータウン（遊園地）に通ずる通路沿いに選んだ．測定深度は



第1図 コーン支持力計測地点配置図



第2図 コーン支持力曲線図

2.5 m に止まったがほぼ 2-6 kg/cm² で，No. 1 および 2 地点に比較してやや大きな値を示している．また，2.5 kg/cm² 以下の値を示す部分は少なく，これより高い値を示す部分は表層を除けば深度 0.6 m 付近および 2.3 m 付近のわずか 2 カ所で認められるにすぎない．

No. 4 地点　調査地域の西端に位置しており，国際射撃場入口付近の道路際の地点を選んだ．測定深度は 1.6 m に止まり，その直下は 10 kg/cm² 以上に達する傾向を示していた．しかし，深度 1.5 m 以浅については 5 kg/cm² 以下で，その大部分が 2.5 kg/cm² を下廻っている．

No. 5 地点　馬越地区の泥川支流に当たり，レイクニュータウンに隣接する地点である．1.6 m 以深で 5 kg/cm² 以上の比較的大きな値となり，最終深度 1.9 m で 20 kg/cm² に近い値を示している．しかし，深度 1.3 m までは全層 2 kg/cm² 以下で，かつその大部分が 1 kg/cm² 以下であった．

No. 6 地点　馬越地区の No. 1 地点と No. 3 地点との中間にある湿原地帯である．深度 1.5 m 付近で 5 kg/cm² を超え，1.6 m で 10 kg/cm² 以上となる．2.5 kg/cm² 以下を示す部分は 1.4 m 以浅において，表層を除き 2 カ所認められる．

No. 7 地点　No. 1 地点の沢筋を約 400 m さかのぼった県道沿いに選点した．ここは最も深くまで測定できた地点で，測定深度は 3.9 m であった．まず表層より 1.4 m までは 1 kg/cm² 前後の値が連続し，1.4-2.1 m で 1-5 kg/cm² の範囲で変化をしており，2.2 m 以深では 10 kg/cm² 前後の値を示し，明らかに地層の変化がうかがえる．

No. 8 地点　No. 3 地点の西北西約 600 m で地蔵ケ原南端に当たる．測定深度 2.1 m までの間において，深度 1.4 m を超えると 5 kg/cm² 以上となり，一部には 10 kg/cm² 以上の値が認められる．1.4 m 以浅においては大部分が 2 kg/cm² 以下を示している．これは No. 5 および 7 地点の測定結果に類似している．

No. 9 地点　No. 5 地点の沢筋を約 300 m さかのぼったところで調査地域の南限に当り，湿原と山麓の接点近くに位置している．測定深度は 1.2 m に止まり，0.5 m 以深は大部分が 5 kg/cm² を示し，とくに 1.1 m 以深は 10 kg/cm² 以上となる．なお，2.5 kg/cm² 以下を示す部分は 0.2 m 以浅に止まった．

No. 10 地点　南軽井沢地区で泥川沿いの地点である．測定深度は 2.5 m で，このうち 2.4 m までがほぼ 3-5 kg/cm² を示し，2.5 kg/cm² 以下を示す部分は 0.3 m 以浅に止まった．

No. 11 地点　馬越から和美峠へ向かう県道に沿った沢の最上流部付近に選定した．測定深度は 1.3 m に止まり，0.9 m 付近から下位では 5-10 kg/cm² 以上の値を示しており，また 2.5 kg/cm² 以下の部分はほぼ 0.6 m 以浅に止まった．

3. コーン支持力の分布に関する考察

上記の測定結果に基づき，南軽井沢地域の表層地盤について地質工学的に総合すると次の通りである．なお，地盤の支持力に関する相対的な強弱の程度および他地域との比較を述べる際には，標準貫入試験による N 値を用いるのが便利である．一般に一軸圧縮強度 qu と N 値との間には $qu \fallingdotseq \frac{N}{8}$ の関係があるといわれ，また，qu とコーン支持力 qc との間には $qc \fallingdotseq 5qu$ の関係が知られている．本地域の地盤についてもこれらの関係が成立つものと仮定し，かつ冲・洪積地盤の強度については下表[2]を基準とした．

コンシステンシー	非常に軟かい	軟かい	中　位	やや堅い	かなり堅　い
N	<2	2-4	4-8	8-15	15-30
qu (kg/cm²)	<0.25	0.25-0.5	0.5-1.0	1-2	2-4
qc (kg/cm²)	<1.25	1.25-2.5	2.5-5	5-10	10-20

（1）　測定最終深度すなわちコーン貫入可能深度が一般に 2 m 前後であり，大部分がその直上部で qc>5 kg/cm² となり，最終深度で 10 kg/cm² に近づくか，もしくはそれを超える傾向が認められる．これはおおむね 2 m 以深で換算 N 値が 15 以上に相当し，かなり締っていることになる．すなわち，いわゆる軟弱地盤はおおむね表層の 2 m 前後までに限られることになる．

（2）　ただし，No. 1, 2 および 7 の 3 地点においては，貫入深度が 3 m を超えており，比較的軟かい地盤がこの地域としては割合に深くまで発達していることを示している．これらの地点はいずれも本地域東側の山地に接した沢の入口に位置している．これらのうち No. 1 地点の 2.4 m 以浅および No. 7 地点の 1.4 m 以浅については軟弱度が著しく，ほとんど qc<1-2.5 kg/cm² を示している．

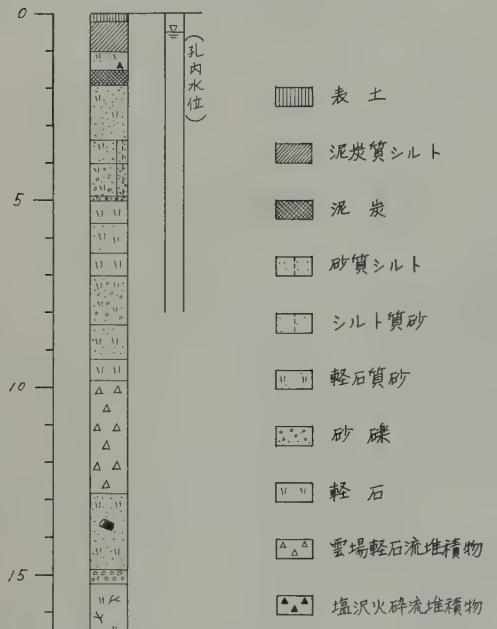
（3）　1.3-1.4 m 以浅で qc<2.5 kg/cm² の部分がほぼ連続し，軟弱度の著しい地点としては No. 5 および 8 地点が挙げられる．

（4）　これに対して No. 9, 10 および 11 地点では qc<2.5 kg/cm² の部分は表層の 0.2-0.6 m 以浅に限られる．

2)　土質工学会 (1965): 土質調査法, p. 93 による．

(5) 以上を概括すれば，本地域において相対的に軟弱度の著しい表層地盤は，東側でしかも沢の入口付近に偏在する傾向が認められる．ただし，全体的にみると，軟弱地盤の発達は水平的にも垂直的にもそれほど著しいものではないといえよう．ちなみに琵琶湖南岸の野洲川デルタ地帯においては，コーンペネトロメーターの貫入深度は 3m を超える場合が多く，かつ $qc<2.5$ kg/cm² を示す部分は 4m 以深まで存在する (尾原ほか，1968)．また，諏訪湖南東岸のデルタ地帯では $qc<1$ kg/cm² を示す部分が 5m 以深まで連続していることが知られている．

(6) 馬越地区北部において掘削されたボーリングの柱状図 (第3図) や地表地質調査結果 (宇野沢・坂本，



第3図 ボーリング地点柱状図

1972) と比較すると，$qc<2.5$ kg/cm² を示す部分は泥炭を主体とする地層に，$qc>2.5$ kg/cm² の部分は砂質シルトやシルト質砂などに，また $qc>5$ kg/cm² の部分は砂または軽石を多量に含む地層にそれぞれ相当するものと考えられる．

(7) $qc=5$ kg/cm² は換算 N 値 8 に相当する．したがって $qc\geqq5$ kg/cm² は $N\geqq8$ となる．これは成田層表層部のシルト質または砂質層に匹敵する．また，これをローム層に適用できると仮定すると，$qc\geqq2.5$ kg/cm² は $N\geqq4$ に当たり，これはローム層表層部の値に相当する (宇野沢，1972)．

(8) 本地域の 2-4m 以浅の泥炭の生成は約2万年前から開始され，深度 17m 付近および 30m 付近の地層の堆積は 2.7 万年以前より古くはない (宇野沢・坂本，1972)．したがって泥炭を主体とする軟弱層と，その下位の少なくとも深度 30m 付近までの地層との間には，時間的に大きな不連続はないと考えられている．しかし，第2図に示すように，コーン支持力の値は泥炭を主体とする軟弱層直下において大きな不連続を示し，2.5 kg/cm² 以下のものが 5-10 kg/cm² へ大きく変化している．このことは，沖・洪積層における工学的性質が堆積の時間的経過すなわち地層年代とは必ずしも関係なく，むしろ組成物質や先行荷重などに大きく支配されることを意味するものであろう．

4. 間隙水圧の測定

4.1 測定方法

第4図に示す5地点において表層地盤の間隙水圧を測定した．測定機は坂田式間隙水圧計[3] を使用し，簡易穿孔機による掘さく孔において垂直間隔 2m ごとに測定を実施した．測定深度は No. 4 地点で 6m，ほかでは 8m までである．なお，掘さく孔深度は各測定深度ごとに 0.5m 上方で止め，尖頭管を 0.5m 打込むことによってその先端の深度を各測定深度とした．

4.2 測定結果

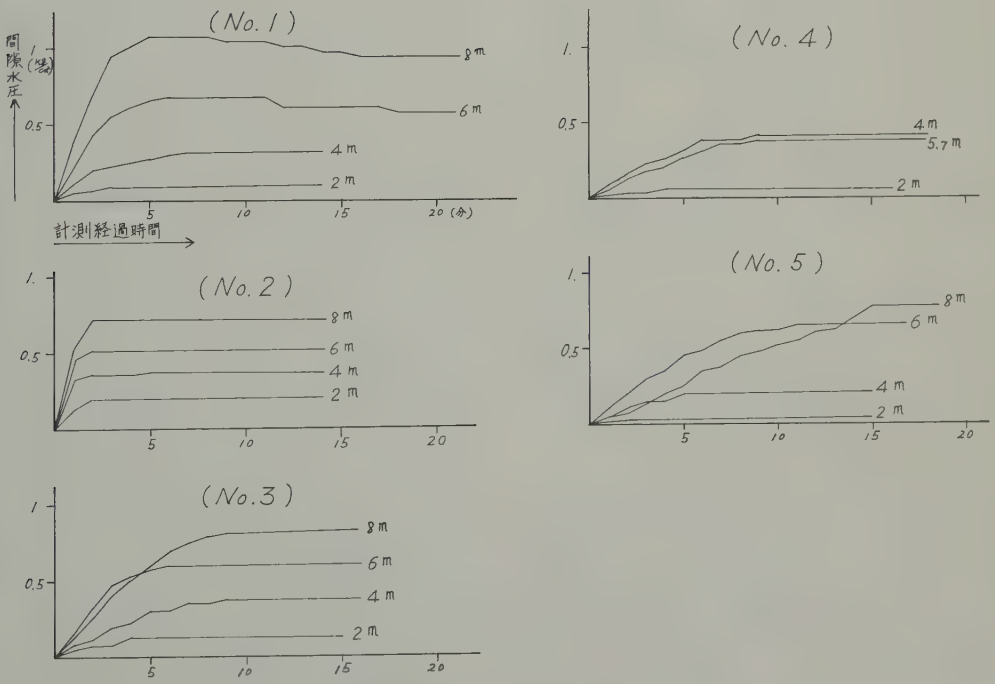
測定結果のうち間隙水圧の時間的経過を第5図に，間隙水圧の測定時間内における最終安定値の深度分布および対応深度における標準静水圧[4] との関係を第6図にそれぞれ示す．各測点における測定結果の概要は次の通りである．

No. 1 地点 馬越地区湿原地帯の一部に位置し，深度 25m のボーリング地点に当たる．第5図に示す通り深度 2m および 4m においてはそれぞれ測定開始後約 3 分および 7 分後に，それぞれの安定した圧力を示すが，深度 6m および 8m においては，ともに 15 分以上にわたって不安定な状態が続き，かつ測定開始後 5 分から 15 分以上にわたって異常な高い値を示した後，やや低下して安定的な状態となっている．また，第6図に示す

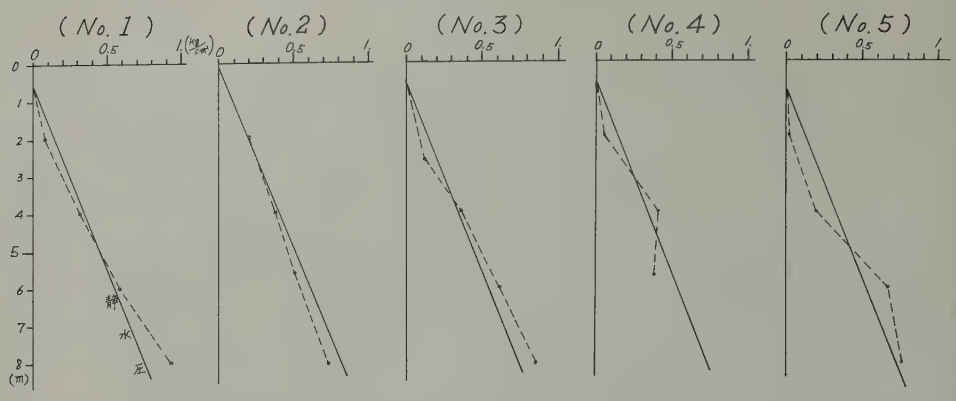
3) これは一種の電気式水圧計で，水圧を電気的な摺動抵抗に置換えて読みとるものである．

4) 海水面上 0m とみなし得る点の標準気圧における静水圧で，水の密度を1とした．

第4図　間隙水圧計測地点配置図



第5図　間隙水圧上昇曲線図



深度(m)	水圧(kg/cm²)
2	0.08
4	0.32
6	0.59
8	0.94

深度(m)	水圧(kg/cm²)
2	0.2
4	0.37
5.6	0.57
8	0.73

深度(m)	水圧(kg/cm²)
2.6	0.12
4	0.37
6	0.62
8	0.84

深度(m)	水圧(kg/cm²)
2	0.05
4	0.41
5.7	0.37

深度(m)	水圧(kg/cm²)
2	0.02
4	0.2
6	0.66
8	0.76

第 6 図　静水圧・間隙水圧対比曲線図

ように，深度 2 m および 4 m では標準水圧より低い値を示し，深度 8 m では高い値を示している．

No. 2 地点　扇平地区のコーン支持力測定 No. 2 地点に当たる．第 5 図に示す通り，各測定深度とも約 2 分後にほぼ安定した状態を示し，その経過時間は他の地点に比較して相対的に最も短く，とくに深度 6 m および 8 m における水圧上昇率[5]が大きく，0.25-0.36 kg/cm² を示している．なお，第 6 図に示す通り，各深度における間隙水圧は標準水圧とほぼ一致している．

No. 3 地点　地蔵ケ原南東端に位置し，コーン支持力測定 No. 3 地点に当たる．安定状態に達するまでの時間はやや長く 4-9 分を要し，水圧上昇率は深度 8 m で約 0.09 kg/cm²/min と小さい．標準静水圧に対しては，深度 6 m 以深においてやや大きな値を示している．

No. 4 地点　南軽井沢地区の泥川沿いで，コーン支持力測定 No. 10 地点に当たる．水圧上昇率はさらに小さく，深度 4 m および 5.7 m で 0.04 kg/cm²/min 前後を示している．なお，標準静水圧との比較では深度 2 m と 5.7 m で異常に低い値を示している．

No. 5 地点　南軽井沢地区のほぼ中央部で，No. 4 地点の南方約 300 m に位置している．水圧上昇率は No. 4 地点に次いで小さく，0.05-0.06 kg/cm²/min を示す．なお，標準静水圧との比較では深度 2 m において異常低値，深度 8 m において過大値をそれぞれ示している．

5) 単位時間 (1 分間) 当たりの水圧上昇速度 (kg/cm²) で，水圧が上昇し終り安定したときの値と，その経過時間との比で示した．その比較によって透水度の相対的な比較ができると考えられている．

5. 間隙水圧の分布に関する考察

まず水圧上昇率について通覧すると，No. 2 地点を除き一般に小さな値を示している．琵琶湖南岸において行われた測定結果 (尾原ほか，1968) と比較して，仮に 0.1 kg/cm²/min 以上をシルト混り砂以上の透水度に読み替えることができるものとすれば，本地域においては少なくとも深度 8 m までは大部分シルト質以下の透水度を示すことになり，No. 2 地点のみおおむね細砂程度の透水度に相当することになる．この場合，深度 2 m における水圧上昇率は 0.1 kg/cm²/min を示し，推定される泥炭を主とする地層としては過大な透水度を示すことになる．これは琵琶湖南岸における深度 2 m 付近のシルト層に対応する水圧上昇が 0.2 kg/cm²/min を示すことと考え合わせると，測定値のみによる単純な読み替えないし比較は必ずしも適当でないことを裏づけるものであろう．

次に標準静水圧との比較において，No. 1, 3 および 5 地点については，それぞれ 6 m 以深において過大圧力を示している．これは間隙水がそれぞれ被圧地下水の状態で存在していることを示すものであろう．これに対して No. 2 地点における間隙水は深度 8 m に至る間は，ほぼ自由地下水の状態にあると考えられる．また，4 m 以浅の間隙水が過小水圧を示すことが多いが，これはほぼ泥炭を主とする地層またはシルト質層の深度に相当し，これらの層準の地下水が間隙水としてよりもむしろ吸着水としての性質が強いためではなかろうか．なお，No. 4 地点において深度 5.7 m の間隙水圧が深度 4 m のものよ

り低下し，過小水圧を示しているが，これについては付近の井戸による揚水の影響の疑いがある．

あとがき

南軽井沢地域表層の湿地性堆積物についてコーン貫入試験と間隙水圧の測定を行った結果，それらの測定値は琵琶湖南岸や諏訪湖南東岸などと類似の閉鎖的内陸盆地表層の堆積物に関する測定値と比較的よく対応し，このような堆積物の工学的性質はおおむね類似することが分った．とくにいわゆる軟弱地盤としての泥炭質の堆積物に関するコーン支持力はほぼ $qc<2.5$ kg/cm^2 とみなすことができよう．また，地域的な差異については，堆積環境や堆積物質のちがいによる影響が大きく，たとえば本地域においていわゆる軟弱層が 2-3 m 以浅に止まっていること，および下位の砂質ないし砂礫質層の間隙水圧上昇率が相対的に小さい値を示すことは，軽石流の影響を受けて，この地域の 2-3 m 以深に存在する火山噴出物混入層の存在を考慮する必要があることを示すものであろう．この場合，純粋地質学的名称としての砂層ないし砂礫層は必ずしも水理的な意味での名称とは一致しないと思われる．すなわち，実用上の土地地盤の実態把握には，純粋地質学的情報と工学的性質（種々の計測データ）との総合が不可欠である．

文　献

尾原信彦・渡辺和衛・坂本　亨・安藤高明・相原輝雄・金井孝夫・宇野沢　昭（1968）滋賀県琵琶湖岸野洲川デルタの地盤に関する産業地質学的研究（その 2）．地質調査所月報，vol. 19, p. 19-38.

徳永重元・尾上　亨（1973）長野県軽井沢泥炭の花粉分析．地質調査所月報，vol. 24, p. 99-106.

宇野沢　昭（1972）関東ローム台地の地盤構造と地耐力．地質調査所月報，vol. 23, p. 37-47.

————・坂本　亨（1972）長野県南軽井沢周辺の最近の地史．地質学雑誌，vol. 78, p. 489-494.

（受付：1975年12月4日；受理：1976年3月22日）

543:552.3+.5(521.85)

山口県玖珂地区の堆積岩および花崗岩の化学組成

東元 定雄* 大森 江い** 後藤 隼次**

Chemical Composition of Sedimentary Rocks and Granites from the Kuga District, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan

Sadao HIGASHIMOTO, Ei OHMORI and Hayaji GOTO

Abstract

Chemical analyses of 9 slates, 4 carbonaceous shales and 1 basaltic tuff of the Kuga formation (Triassic?), 1 Triassic slate, and 3 granites were carried out to provide further information on the wall-rocks and the mother-rocks of metasomatic tungsten-copper deposits of the Kuga district.

According to the results, the slates of the Kuga formation contain more SiO_2 and Na_2O, and less CaO, H_2O and C than the average Paleozoic shales of CLARKE (1924). If the chemical changes due to contact metamorphism are excluded, the slates have nearly same chemical features as the Paleozoic slates from the Inner Zone of Central and Western Japan and the northern Kiso district.

The chemical composition of the carbonaceous shales are remarkably different from that of the slates. The difference might be caused by the difference of sedimentary conditions between them.

The basaltic tuff is much different from the average basalt.

The Triassic slate is more siliceous and lower in maturity than the slates of the Kuga formation.

The granites are adamellite in modal composition and a marginal facies of the Cretaceous Kuga granites. The chemical compositions are similar to that of the Hiroshima granites rather than the average composition of the Kuga granites.

要　旨

山口県玖珂地区の堆積岩と花崗岩との化学的特性を明らかにするため，玖珂層群の粘板岩9個，炭質頁岩4個，玄武岩質凝灰岩1個，三畳系粘板岩1個および白亜紀花崗岩3個の化学分析を行った．

玖珂層群の粘板岩9個の平均化学組成は，接触変成作用の影響を除くと，西南日本内帯および北部木曾地方の古生層粘板岩の平均化学組成とよく似ているが，世界の古生層粘板岩の平均化学組成に比較すると SiO_2 と Na_2O が多く，Fe_2O_3, CaO, H_2O および C が少なく，成熟度が低い．炭質頁岩は粘板岩とは著しく異なる化学組成を持つ．玄武岩質凝灰岩も平均的玄武岩とは著しく異なる化学組成を持つ．三畳系粘板岩は玖珂層群の粘板岩と比較すると SiO_2 が多く，その他の成分は少なく，成熟度が低い．

分析された花崗岩は玖珂花崗岩の周辺相に属するが，その化学組成は玖珂花崗岩よりも広島花崗岩の平均化学組成に近い．

* 中国出張所
** 技 術 部

1. まえがき

わが国の主要タングステン鉱床区の一つである山口県玖珂地区の堆積岩と花崗岩の化学的特性を明らかにするため，古生代玖珂層群の粘板岩9個，炭質頁岩4個，玄武岩質凝灰岩1個，三畳系粘板岩1個および白亜紀花崗岩3個の化学分析を行った．ここにその結果を報告する．

2. 地質概況

玖珂地区の地質は，主として玖珂層群[1]，三畳系[2]およ

1) 玖珂層群の時代は，従来二畳紀とされていた（小島・岡村，1952；高橋ほか，1960）が，豊原（1974）が同層群のチャート中から三畳紀のコノドント化石をみいだしたので三畳紀の可能性が強い．

2) ここでは，*Monotis* を含む地層（HASE, 1961）とそれに類似する地層のみを三畳系とした．

び白亜紀花崗岩から構成されている．

玖珂層群は本地区で最も広く分布する地質単元であり，主として粘板岩とチャートからなり，しばしば砂岩，炭質頁岩およびレンズ状石灰岩を，また，まれに玄武岩質凝灰岩をはさむ．

粘板岩は黒色ないし暗灰色の岩石で，層理がはっきりせず，砂岩とチャートの細礫を含むことが多い．チャートは大部分が層状チャートで一部が塊状チャートである．炭質頁岩は藤ケ谷鉱山周辺，喜和田鉱山周辺などで，チャート層の近くの粘板岩中に，厚さ1-3mの地層としてはさまれている．玄武岩質凝灰岩は玖珂郡周東町広沢下に見られる．粘板岩中の厚さ2mのレンズ状岩体で，石灰岩の礫を含む．

白亜紀花崗岩は玖珂花崗岩（MURAKAMI, 1971）に属し，玖珂地区南部と岩国市土生付近とに露出し，藤ケ谷鉱山付近では玖珂層群の下に広く潜在することが試錐によって確認されている．その地質時代は周東町長野のものが 86 m.y.（河野・植田, 1966），藤ケ谷鉱山の試錐で採取されたものが 96 m.y.（SHIBATA and ISHIHARA, 1974）である．

この花崗岩による接触変成作用で，玖珂層群の粘板岩は，花崗岩からの垂直距離約550mまでが点紋ホルンフェルスに，550m から約1,000mまでが黒雲母ホルンフェルスになっている．また，この花崗岩から供給された鉱液によって多数のスカルン型タングステン・銅鉱床が玖珂層群中に生成している．

三畳系は玖珂郡美和町向畑付近に分布し，主として粘板岩からなり，砂岩とチャートを伴う．

3. 分析試料

3.1 粘板岩

分析に供した粘板岩試料は 10 個で，そのうち9個が玖珂層群の粘板岩，1個が三畳系粘板岩である．

玖珂層群の粘板岩の採取場所と個数は，玖珂鉱山（玖珂郡美川町根笠）坑内1個，同鉱山試錐岩芯2個，藤ケ谷鉱山（玖珂郡美川町藤ケ谷）試錐岩芯4個，野外露頭2個である．いずれも玖珂鉱山および藤ケ谷鉱山の周辺地域のものであり，玖珂郡美川町・周東町から岩国市にかけての東西 25 km，南北 15 km の玖珂層群分布地域から見れば，その西部からのものである．層序的には玖珂層群の中部の地層からの試料である．これらの試料はそれぞれ，野外露頭，坑内および試錐岩芯において，付近の粘板岩を代表すると考えられるものである．

玖珂層群は白亜紀花崗岩による接触変成作用をうけているが，分析した粘板岩はそれぞれ花崗岩からの距離が異なるので，それに応じてそれらの接触変成の程度も異なる[3]．

試錐岩芯および坑内からの試料はいずれも鉱化作用の影響が全く認められないものを選んだ．また，それらは風化作用の影響もほとんどなく，きわめて新鮮である．

野外露頭で採取した試料も風化の程度の少ないものである．

三畳系粘板岩は *Entomonotis* を含む粘板岩（HASE, 1950）の露頭の南方（下盤側）100m の道路際で採取した．この粘板岩は *Entomonotis* を含むものより珪質であるが，細粒かつ均質であり風化の程度が少ない．

各分析試料の採取地点，岩石名および構成鉱物は，次のとおりである．

23111. 玖珂鉱山繁栄 105M 坑引立（*13）[4]．
黒雲母ホルンフェルス．石英・黒雲母・白雲母・斜長石・緑泥石・電気石・石墨．

K10-165. 玖珂鉱山 80M 坑 K10 号試錐 165m 地点岩芯（*12）．
点紋ホルンフェルス．石英・黒雲母・菫青石（白雲母に変化）・白雲母・斜長石・緑泥石・方解石・電気石・石墨．

K10-256. 玖珂鉱山 80M 坑 K10 号試錐 256m 地点岩芯（*12）．
点紋ホルンフェルス．石英・黒雲母・菫青石（白雲母に変化）・白雲母・斜長石・電気石・方解石・石墨．

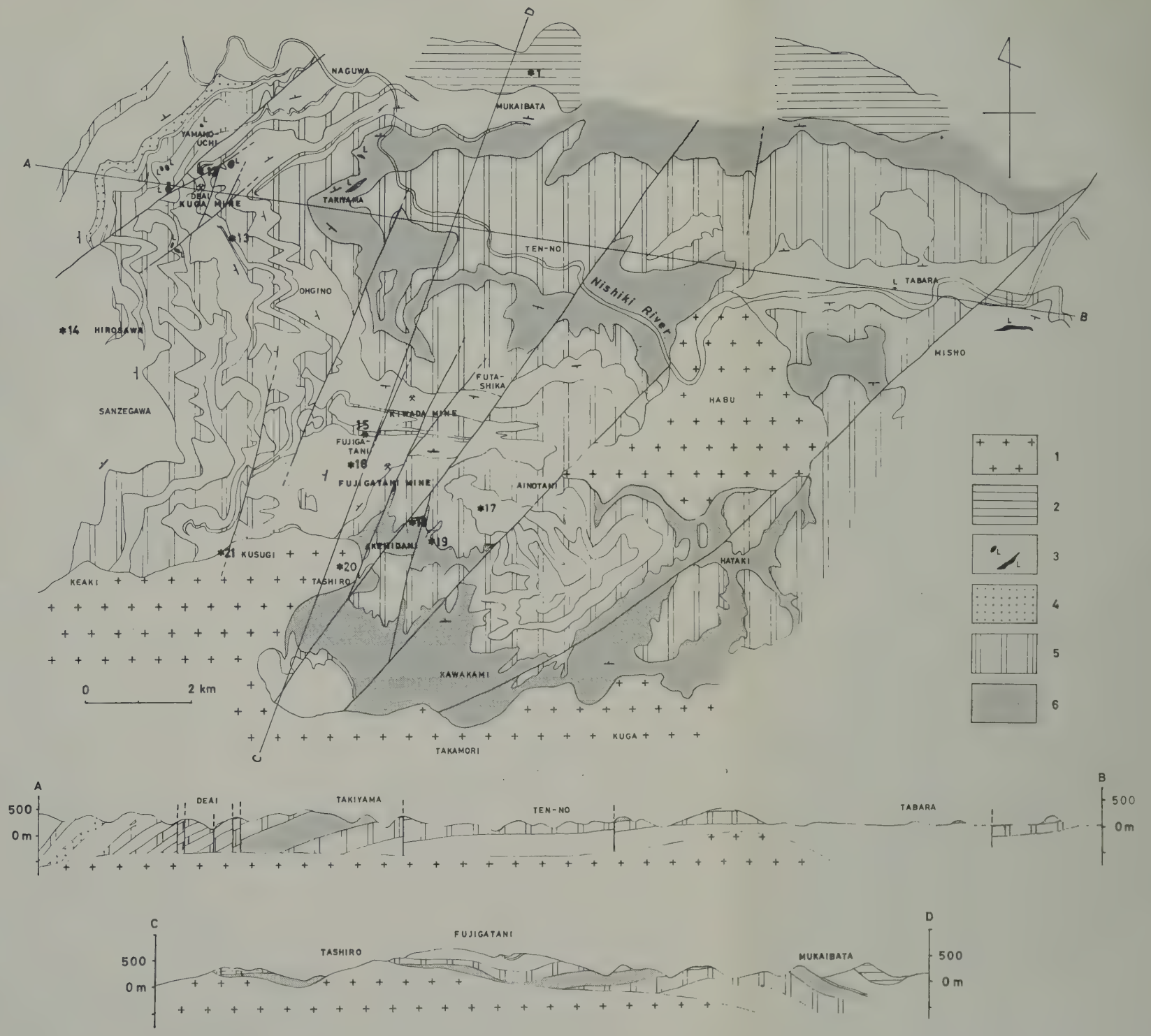
110802. 玖珂郡周東町明見谷（*17）．
黒雲母ホルンフェルス．石英・黒雲母・白雲母・斜長石・緑泥石・石墨．

5-70. 藤ケ谷鉱山 46-5 号試錐 70m 地点岩芯（*15）．花崗岩から 454m[5]．
点紋ホルンフェルス．石英・黒雲母・菫青石（白雲母に変化）・白雲母・斜長石・緑泥石・電気石・石墨．

5-208. 藤ケ谷鉱山 46-5 号試錐 208m 地点岩芯（*15）．花崗岩から 316m．
点紋ホルンフェルス．石英・菫青石（白雲母に変化）・白雲母・黒雲母・斜長石・緑泥石・電気石・石墨．

5-243. 藤ケ谷鉱山 46-5 号試錐 243m 地点岩芯（*15）．花崗岩から 281m．
点紋ホルンフェルス．石英・黒雲母・菫青石（白雲母に変化）・白雲母・斜長石・電気石・石墨．

3) 花崗岩からの距離のちがいによる接触変成および化学組成の変化の詳細については別に報告する予定である．
4) 第1図の採取地点の番号に対応．以下同じ．
5) 花崗岩と玖珂層群との接触面からの垂直距離．以下同じ．



1: Kuga granite. 2: Triassic bed. 3-6: Kuga formation. 3: Limestone. 4: Sandstone. 5: Chert. 6: Slate. *11: 51401 (slate). *12: K10-165 and K10-265 (slates). *13: 23111 (slate). *14: 51001 (basaltic tuff). *15: 5-70, 5-208, 5-243 and 5-519 (slates), 5-494 (carbonaceous shale), and 5-525 (granite). *16: 7-37 (carbonaceous shale), and 7-350 (granite). *17: 110802 (slate). *18: 110601 (carbonaceous shale). *19: 111002 (carbonaceous shale). *20: Tas-1 (granite). *21: Kus-0 (slate).

Fig. 1 Geologic map of the Kuga district with the locality of samples analysed.

5-519. 藤ケ谷鉱山 46-5 号試錐 519 m 地点岩芯(*15). 花崗岩から 5 m.

点紋ホルンフェルス. 石英・菫青石（白雲母と黒雲母に変化）・紅柱石（黒雲母・白雲母および緑泥石に変化）・黒雲母・白雲母・斜長石・緑泥石・電気石・石墨.

Kus-0. 玖珂郡周東町久杉 (*21). 花崗岩との接触部.

点紋ホルンフェルス. 石英・黒雲母・斜長石・カリ長石・白雲母・燐灰石・柘榴石.

51401. 玖珂郡美和町向畑 (*1).

三畳系粘板岩. 石英・絹雲母・斜長石・カリ長石・緑泥石・黒雲母・炭質物.

3.2 炭質頁岩

分析に供した試料は試錐岩芯 2 個, 野外採取試料 2 個, 計 4 個で, いずれも黒色を呈し, 石墨を多く含む. 3 個には菫青石点紋が見られ, 他の 1 個には菫青石と紅柱石の点紋が見られる. 試錐岩芯は新鮮であるが, 野外採取試料は少し風化している.

試料採取地点および構成鉱物は次のとおりである.

110601. 玖珂郡周東町明見谷 (*18).

石英・菫青石（白雲母に変化）・白雲母・石墨.

111002. 玖珂郡周東町明見谷 (*19).

石英・菫青石（白雲母に変化）・白雲母・石墨.

5-494. 藤ケ谷鉱山 46-5 号試錐 494 m 地点岩芯(*15). 花崗岩から 30 m.

石英・菫青石（白雲母に変化）・紅柱石（大部分白雲母に変化）・白雲母・石墨・黒雲母・緑泥石・黄鉄鉱.

7-37. 藤ケ谷鉱山 45-7 号試錐 37 m 地点岩芯 (*16). 花崗岩から 290 m.

石英・菫青石（白雲母に変化）・白雲母・石墨・緑泥石・黒雲母・黄鉄鉱.

3.3 玄武岩質凝灰岩

分析試料の採取地点および構成鉱物は次のとおりである.

51001. 玖珂郡周東町広沢下県道際 (*14).

陽起石質角閃石・斜長石・緑泥石・スフェン・方解石・緑簾石・磁鉄鉱・燐灰石.

3.4 花崗岩

分析に供した試料はいずれも玖珂花崗岩の周辺部の玖珂層群との接触面の近くのものである. いずれも新鮮である. いずれもアダメロ岩で, 構成鉱物は石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・白雲母・緑泥石・燐灰石・ジルコン・褐簾石および鉄鉱である.

各試料の採取地点およびモード組成は次のとおりである.

Tas-1. 玖珂郡周東町田代 (*20). 玖珂層群との接触面からの推定距離約 100 m.

石英・斜長石・カリ長石のモード比は 38.2:36.5:25.3. 有色鉱物の含有率 6.4%.

5-525. 藤ケ谷鉱山 46-5 号試錐 525 m 地点岩芯(*15). 玖珂層群との接触面から 1 m.

石英・斜長石・カリ長石のモード比は 33.3:36.6:30.1. 有色鉱物の含有率 5.3%.

7-350. 藤ケ谷鉱山 45-7 号試錐 350 m 地点岩芯(*16). 玖珂層群との接触面から 23 m.

石英・斜長石・カリ長石のモード比は 41.0:31.6:27.4. 有色鉱物の含有率 5.9%.

4. 分析法

4.1 主成分の分析法

試料の主成分分析は "地質調査所化学分析法けい酸塩岩石の完全分析法" (前田ほか, 1969) に従って行った.

4.2 微量元素の分析法

テフロンビーカーを水で湿した後[6], 試料 1 g を取り, 硝酸・ふっ化水素酸・過塩素酸を加え, 白煙が発生するまで砂皿で加熱する. 放冷後, 再びふっ化水素酸を加え, 白煙がなくなるまで加熱する. 放冷後, 硝酸 (1:1) 5 ml を加え, 加熱溶解し, 沪過洗浄する. 残渣を灰化し, ピロ硫酸カリウムで融解した後, 温水で溶解する. 両方の沪液を合わせて 50 ml とし, 原子吸光法により Ni, Cr, V を定量した. 分析装置は日本ジャールアッシュ AA-780 で, 測定条件は次のとおりである.

	Ni	Cr	V
Wave length (Å)	2,320	3,579	3,784
Slit width (mm)	0.075	0.075	0.075
Lamp current (mA)	7	15	10
Burner slit (mm)	10	5	5
Flow-rate air (l/min)	12	—	—
C_2H_2 (〃)	3	5.7	5.7
N_2O (〃)	—	7.5	7.5

5. 分析結果とそれについての考察

5.1 粘板岩

粘板岩の分析値は第 1 表に示した.

玖珂層群の粘板岩 9 個の平均化学組成は, 西南日本内帯および外帯の古生層粘板岩の平均化学組成（都城・原村, 1962), 北部木曾地方の古生層粘板岩の平均化学組成

6) テフロンビーカーの帯電による岩石粉体試料の飛散を防止するため.

Table 1 Chemical composition of slates of the Kuga formation and the Triassic bed.

(per cent)

	23111	K10-159	K10-256	110802	5-70	5-208	5-243	5-519	Kus-0	51401
SiO_2	64.57	60.37	63.78	60.82	68.05	63.67	64.43	63.43	64.78	78.51
TiO_2	0.77	0.88	0.72	0.84	0.55	0.62	0.61	0.61	0.67	0.33
Al_2O_3	16.40	19.40	16.76	18.38	15.75	16.80	16.64	17.22	16.14	10.43
Fe_2O_3	0.93	2.10	0.97	2.19	0.85	1.38	1.08	1.18	0.97	0.75
FeO	4.16	2.98	4.10	3.69	3.74	4.00	4.98	4.80	4.10	2.26
MnO	0.15	0.09	0.10	0.11	0.12	0.12	0.19	0.10	0.14	0.06
MgO	2.22	2.20	2.18	2.52	1.93	2.37	2.51	2.12	2.00	1.21
CaO	1.34	0.31	1.62	0.52	0.48	1.38	0.26	0.64	1.84	0.20
Na_2O	1.95	1.40	3.33	1.30	2.13	2.33	2.18	2.32	3.40	1.89
K_2O	3.91	5.44	3.27	4.35	3.52	3.78	4.02	3.93	4.14	2.09
P_2O_5	0.17	0.11	0.16	0.18	0.13	0.15	0.11	0.12	0.14	0.07
H_2O^+	2.19	2.87	1.69	3.15	1.76	2.18	0.42	0.77	1.20	1.70
H_2O^-	0.28	0.32	0.13	0.72	—	0.10	—	0.28	0.21	0.17
C	0.61	0.79	0.37	0.83	0.47	0.50	0.42	0.77	0.04	0.14
CO_2	0.03	0.02	0.42	0.00	0.07	0.08	0.00	0.00	0.00	0.02
S	0.04	0.72	0.16	0.00	0.06	0.19	0.22	0.16	0.02	0.03
Total	99.72	100.00	99.76	99.60	99.61	99.65	98.07	98.45	99.79	99.86
Ni ppm	45.0	45.0	45.0	32.0	35.0	50.0	46.5	42.5	42.0	17.0
Cr ppm	78.5	78.5	74.5	92.5	62.5	72.0	70.5	74.5	70.5	39.0
V ppm	144.9	128.2	117.0	144.9	117.0	122.6	128.2	133.8	114.8	61.3

51401: Triassic slate. Others: Slates of the Kuga formation.

Table 2 Chemical composition of carbonaceous shales of the Kuga formation.

(per cent)

	110601	111002	5-494	7-37
SiO_2	78.04	72.82	70.24	70.50
TiO_2	0.67	0.52	0.54	0.64
Al_2O_3	11.93	12.15	11.84	12.43
Fe_2O_3	0.40	1.00	0.75	2.13
FeO	0.07	1.65	4.46	2.45
MnO	0.02	0.05	0.08	0.11
MgO	0.55	1.32	1.51	2.04
CaO	0.02	0.01	0.87	0.67
Na_2O	0.10	0.35	0.49	0.35
K_2O	3.62	3.50	3.60	3.71
P_2O_5	0.01	0.01	0.71	0.28
H_2O^+	1.51	2.24	1.48	1.95
H_2O^-	0.17	0.35	0.12	0.22
C	2.66	3.88	1.74	1.33
CO_2	0.00	0.00	0.00	0.00
S	0.00	0.06	2.16	1.20
SO_3	—	—	0.00	0.08
Total	99.77	99.90	100.59	100.09
Ni ppm	5.0	15.0	72.5	58.5
Cr ppm	70.5	54.5	64.0	64.0
V ppm	328.9	128.2	223.0	161.0

(KATADA ほか, 1963), 世界の古生層頁岩の平均化学組成 (CLARKE, 1924) および炭質頁岩の平均化学組成とともに第3表に示した. また, 都城・原村および KATADA ほかのデータと比較するため, 成熟度として K_2O と Na_2O+K_2O および Al_2O_3 と Na_2O+K_2O+CaO の分子比および Al_2O_3 と Na_2O および Na_2O と K_2O の重量比を算出し, 第3表にあわせ示した. 一般に泥質岩生成の過程ではアルカリはアルミナよりも動きやすく, アルカリの中ではカリが相対的に動き難い. 従って Na_2O と K_2O との比は比の値が低いほど成熟度が高く, その他は比の値が高いほど成熟度が高い.

さらに, 泥質岩の分析値および平均値に基づいて, 主要成分の変化図 (第2図) および Na_2O-K_2O-CaO 図 (第3図) を作成し, 成熟度から第4図を作成した.

まず, 第3表を見ていえることは, 玖珂層群の粘板岩は西南日本内帯および北部木曾地方の古生代粘板岩に比べ FeO が多く, Fe_2O_3, H_2O および C が少ないが, その他の成分は著しい相違はないということである. 成熟度もほとんど差がない. それらの間の類似性は第2図, 第3図および第4図でも明白であり, 3 者はほとんど同じ場所にプロットされる.

Fe_2O_3, FeO, H_2O および C の含有量の相違は玖珂層

Table 3 Chemical composition of pelitic rocks.

(per cent)

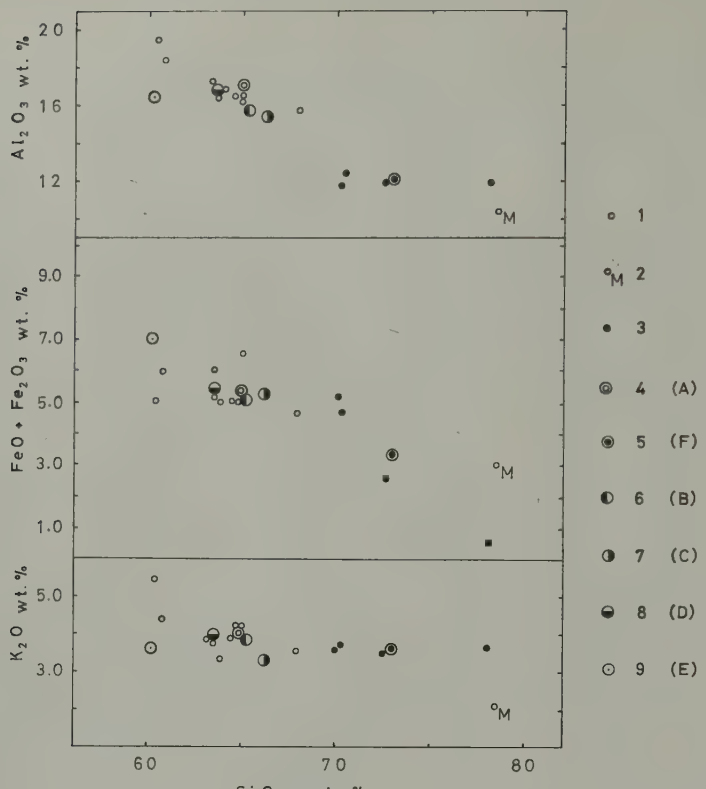
	A	B	C	D	E	F
SiO_2	64.97	65.31	66.16	63.50	60.15	72.90
TiO_2	0.70	0.63	0.59	0.71	0.76	0.59
Al_2O_3	17.05	15.81	15.37	16.88	16.45	12.09
Fe_2O_3	1.29	1.83	1.48	2.18	4.04	1.07
FeO	4.06	3.25	3.30	3.25	2.90	2.16
MnO	0.12	0.08	0.11	0.05	tr.	0.07
MgO	2.23	2.08	1.84	2.23	2.32	1.36
CaO	0.93	0.34	0.49	0.64	1.41	0.39
Na_2O	2.26	2.09	2.95	1.97	1.01	0.32
K_2O	4.04	3.84	3.28	4.00	3.60	3.61
P_2O_5	0.14	0.10	0.13	0.18	0.15	0.25
H_2O^+	1.80	3.36	2.88	2.70	3.82	1.80
H_2O^-	0.23	0.61	0.73	0.53	0.89	0.22
C	0.53	0.76	0.67	1.07	0.88	2.40
CO_2	0.07				1.46	0.00
S	0.17					0.86
SO_3					0.58	0.02
Total	100.59	100.09	99.98	99.89	99.89	100.11
Ni ppm	42.5	18	13			37.8
Cr ppm	74.9	36	27			63.3
V ppm	127.9	103	100			210.3
$\frac{K_2O}{Na_2O+K_2O}$ *	0.54	0.55	0.42	0.57	0.70	0.88
$\frac{Al_2O_3}{Na_2O+K_2O+CaO}$ *	1.74	1.92	1.66	1.93	2.03	2.35
$\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$ **	7.55	7.57	5.21	8.57	16.27	35.24
$\frac{Na_2O}{K_2O}$ **	0.56	0.54	0.90	0.49	0.28	0.10

A: Average of 9 analyses of slates of the Kuga formation.
B: Average of 31 analyses of Paleozoic slates from the Inner Zone of central and western Japan (Miyashiro and Haramura, 1962).
C: Average of 12 analyses of Paleozoic slates from the Outer Zone of central and western Japan (Miyashiro and Haramura, 1962).
D: Average of 17 analyses of Paleozoic slates from the northern Kiso district (Katada et al., 1963).
E: Composite sample of 51 Paleozoic shales (Clarke, 1924).
F: Average of 4 analyses of carbonaceous shales of the Kuga formation.
*: Mol. ratio.
**: Weight ratio.

群の粘板岩相互の間でも見られ，花崗岩に近くて接触変成作用を強くうけているものほど FeO が多く，Fe_2O_3，H_2O および C が少ない傾向がある（第5図）．このような現象は北部木曾地方でも報告されている（Katada ほか，1963）．従って，玖珂層群の粘板岩と西南日本内帯および北部木曾地方の古生層粘板岩との平均化学組成の相違は大部分は接触変成作用の程度の相違によると判断される．

このような接触変成作用の影響を除くと，玖珂層群の粘板岩は西南日本内帯および北部木曾地方の古生層粘板岩に化学的によく似ている．

西南日本外帯の古生層粘板岩と比較すると Na_2O を除くと著しい差はないが，外帯の粘板岩は玖珂層群の粘板岩より Na_2O が多く，成熟度にかなりの差がある．



1: Slate of the Kuga formation. 2: Slate of the Triassic bed. 3: Carbonaceous shale of the Kuga formation. 4: Average of 9 analyses of slates of the Kuga formation. 5: Average of 4 analyses of carbonaceous shales of the Kuga formation. 6: Average of 31 analyses of Paleozoic slates from the Inner Zone of central and western Japan (Miyashiro and Haramura, 1962). 7: Average of 12 analyses of Paleozoic slates from the Outer Zone of central and western Japan (Miyashiro and Haramura, 1962). 8: Average of 17 analyses of Paleozoic slates from the northern Kiso district (Katada et al., 1963). 9: Composite sample of 51 Paleozoic shales (Clarke, 1924). (A)-(E): Correspond to Table 3. (These symboles are in common with Figs. 2, 3, 4 and 5).

Fig. 2 Variation diagram for pelitic rocks.

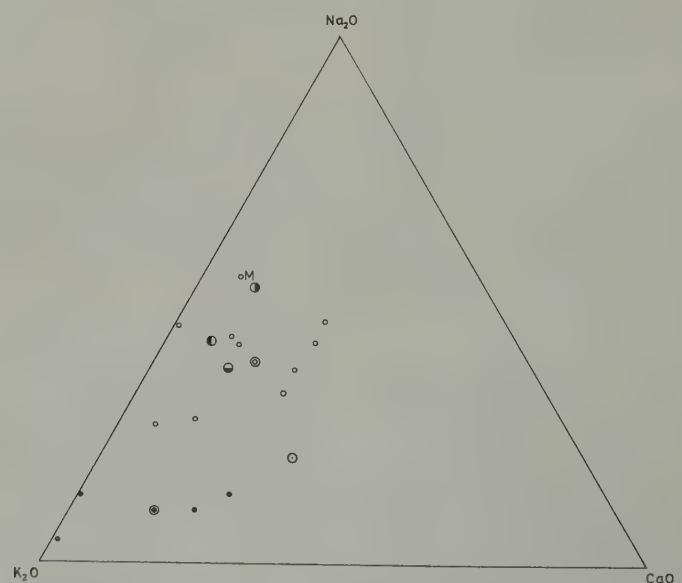


Fig. 3 Na_2O-K_2O-CaO diagram for pelitic rocks.

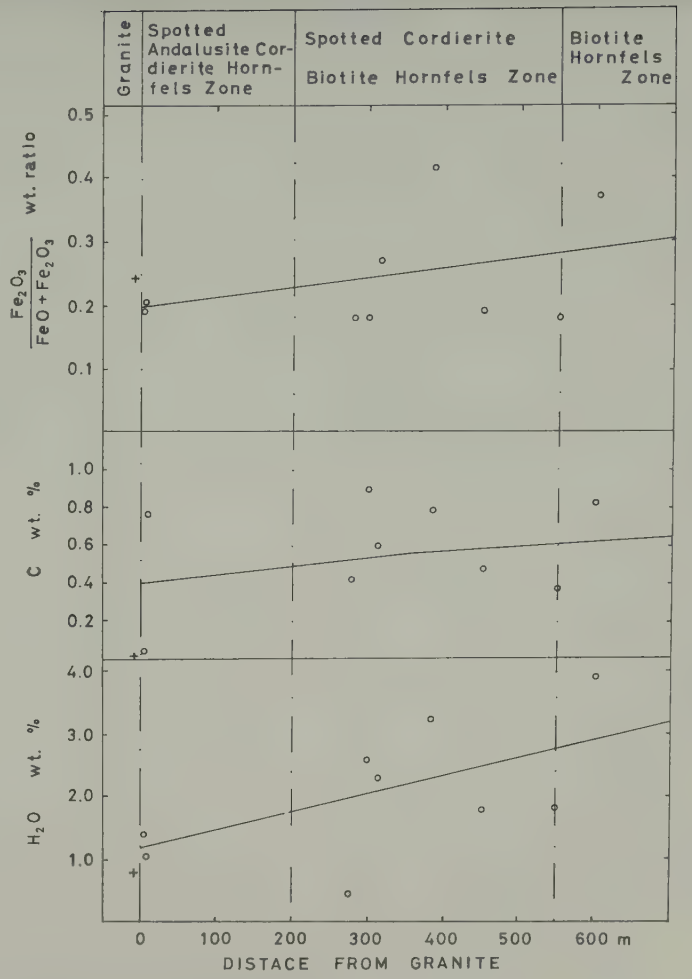


Fig. 5 Relation between iron oxide, C and H_2O contents of slates of the Kuga formation and the distance from the granite.

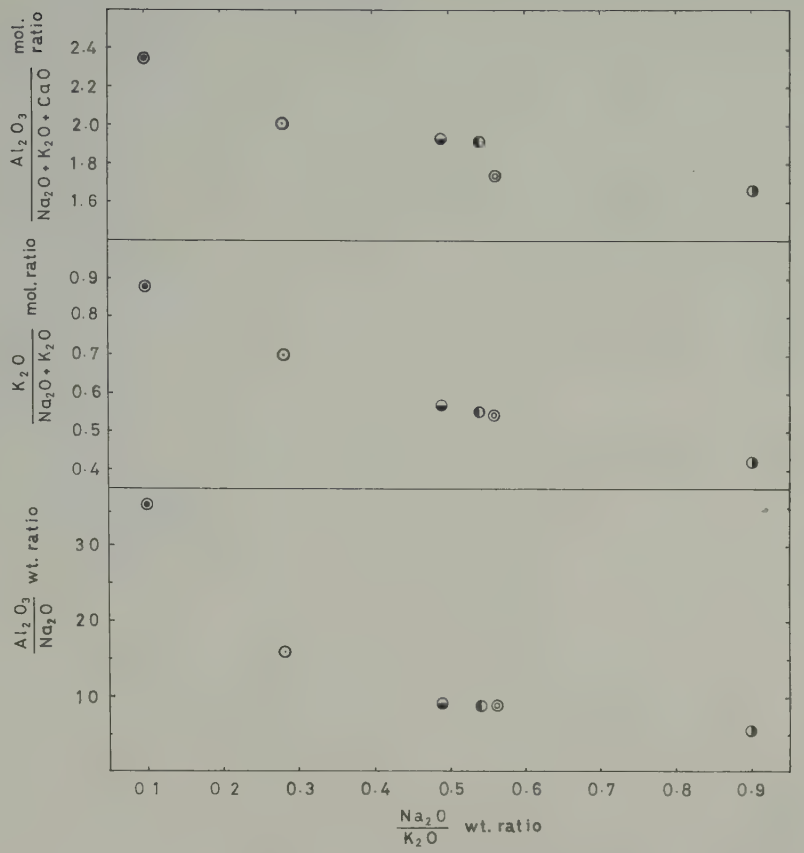


Fig. 4 Maturity of pelitic rocks.

世界の古生層頁岩の平均化学組成と比較すると，玖珂層群の粘板岩は SiO_2 と Na_2O が多く，Fe_2O_3, CaO, H_2O, C が少ないなどの相違がある．成熟度もかなり異なる．

三畳系粘板岩は玖珂層群の粘板岩に比べて SiO_2 が多く，その他の成分が少ない．Na_2O と K_2O および Al_2O_3 と Na_2O の重量比はそれぞれ 0.90, 5.52 であり，K_2O と Na_2O+K_2O および Al_2O_3 と Na_2O+K_2O+CaO の分子比はそれぞれ 0.42, 1.82 である．従って，成熟度からみると三畳系粘板岩は西南日本外帯の古生層粘板岩に似ているといえる．

5.2 炭質頁岩

分析値は第2表に示し，それらの平均値は第3表に示した．

炭質頁岩の分析値を玖珂層群の粘板岩の分析値と比較すると，前者は後者より SiO_2, C, S, V が多く，Al_2O_3, Fe_2O_3+FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, CO_2, Ni が少ないなど著しい相違がある．第2図，第3図および第4図でも両者の間には明瞭な相違があることがわかる．

玖珂層群の粘板岩と炭質頁岩との間のこのような化学組成の著しい相違は，前者が通常の開かれた海での堆積物であるのに対し，後者が停滞環境下での堆積物であることによると考えられる．

5.3 玄武岩質凝灰岩

分析値は第4表に示した．

Table 4 Chemical composition of basaltic tuff of the Kuga formation.

(per cent)

	51001
SiO_2	41.33
TiO_2	2.50
Al_2O_3	13.32
Fe_2O_3	1.65
FeO	12.12
MnO	0.31
MgO	12.09
CaO	10.41
Na_2O	0.71
K_2O	0.14
P_2O_5	0.55
H_2O^+	3.69
H_2O^-	0.09
CO_2	0.69
Total	99.60

これを玄武岩の平均化学組成 (DALY, 1933) と比較すると SiO_2, Fe_2O_3, アルカリ (とくに Na_2O) が少なく，TiO_2, FeO, MgO, H_2O が多いなど著しい相違がある．オッペ川の塊状玄武岩熔岩の変成岩 (SEKI, 1957) および北関東山地の角閃岩 (TAZAKI, 1966) とは比較的類似性があるが，ふつうの凝灰岩やその変成岩には似たものがない．

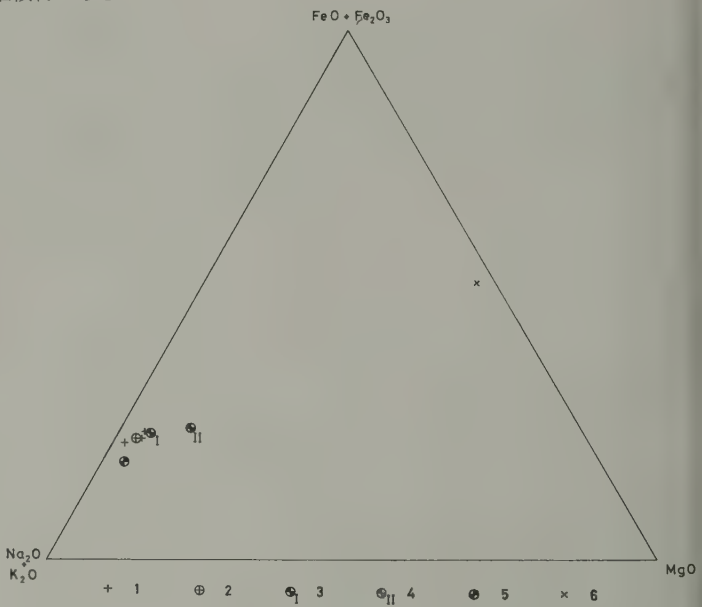
固結度指数 ($MgO\times100/MgO+Fe_2O_3+FeO+Na_2O+K_2O$) は 45.3, $MgO\times100/MgO+Fe_2O_3+FeO$ は 46.8 である．$FeO+Fe_2O_3$–Na_2O+K_2O–MgO 図 (第6図) および Or–Ab–An 図 (第7図) では特殊な位置にプロットされる．

5.4 花 崗 岩

分析値は第5表に示した．

3 個の試料は花崗岩体と玖珂層群との接触面からの距離に差異があるが，化学組成はほとんど同じである．分化指数は Tas-1 が 89.6, 5-525 が 84.8, 7-350 が 85.6 である．

これらの分析値の平均を玖珂花崗岩の平均化学組成および広島花崗岩の平均化学組成と比較すると次のようなことがいえる．



1: Granite of the Kuga district. 2: Average of 3 analyses of granites of the Kuga district. 3: Average of 7 analyses of the Kuga granites (MURAKAMI, 1971). 4: Average of 4 analyses of the Kuga granites (ISHIHARA, 1971). 5: Average of 4 analyses of the Hiroshima granites (SHIBATA, 1967). 6: Basaltic tuff of the Kuga formation.
(These symbols are in common with Figs. 6, 7 and 8.)

Fig. 6 Iron oxides-alkalis-MgO diagram for granites and basaltic tuff.

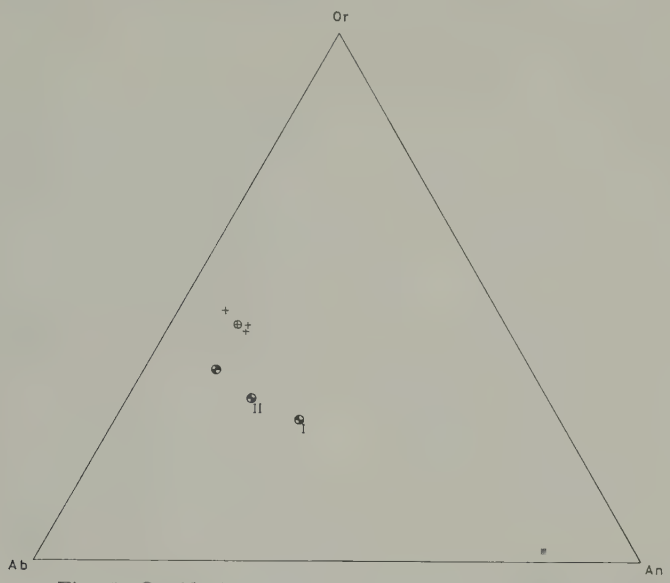


Fig. 7 Or-Ab-An diagram for granites and basaltic tuff.

Table 5 Chemical composition of granites.

(per cent)

	Tas-1	5-525	7-350	I	J	K	L
SiO_2	75.30	71.90	73.78	73.66	72.50	69.58	74.10
TiO_2	0.11	0.20	0.17	0.16	0.29	0.33	0.13
Al_2O_3	12.96	14.14	13.15	13.42	14.20	15.25	13.91
Fe_2O_3	0.72	0.62	0.38	0.57	0.48	0.24	0.50
FeO	1.36	1.92	1.81	1.70	1.79	2.41	1.27
MnO	0.04	0.06	0.05	0.05	0.21	0.08	0.01
MgO	0.20	0.45	0.41	0.35	0.46	1.17	0.40
CaO	0.90	1.63	1.50	1.34	2.59	2.84	1.44
Na_2O	2.92	3.08	2.86	2.95	3.50	3.52	3.73
K_2O	4.40	4.60	4.08	4.36	3.20	3.22	3.68
P_2O_5	0.04	0.06	0.05	0.05	0.12	0.34	0.03
H_2O^+	0.60	0.80	0.92	0.77	0.76	0.62	0.55
H_2O^-	0.08	—	0.03	0.04	0.15	0.28	0.20
CO_2	0.00	0.39	0.34	0.24			
Total	99.63	99.85	99.53	99.66	100.25	99.88	99.95
Ni ppm	5.0	7.5	5.0				
Cr ppm	—	—	—				
V ppm	16.7	27.8	27.8				
$\frac{Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3}$ *				0.25	0.21	0.09	0.28
$\frac{CaO}{CaO+Na_2O+K_2O}$ *				0.15	0.28	0.30	0.16

Tas-1, 5-525 and 7-350: Granites from the Kuga district.
I : Average of the above three.
J : Average of 7 analyses of the Kuga granites (Murakami, 1971).
K: Average of 4 analyses of the Kuga granites (Ishihara, 1971).
L: Average of 4 analyses of the Hiroshima granites (Shibata, 1967).
*: Weight ratio.

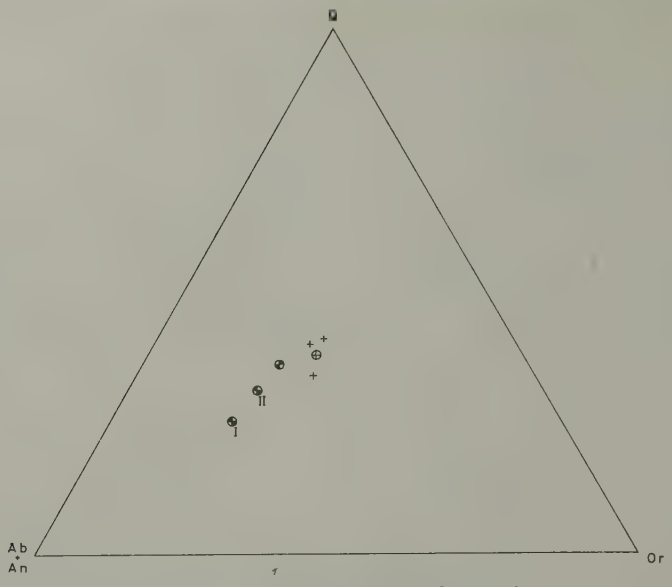


Fig. 8 Q-Ab+An-Or diagram for granites.

1. MURAKAMI の玖珂花崗岩の分析値の平均[7]よりは K_2O が多く，CaO と Na_2O が少ないが，その他の成分は著しい差はない．
2. ISHIHARA の玖珂花崗岩の分析値の平均[8]よりは K_2O が多く，Al_2O_3, Fe_2O_3+FeO, MgO, CaO, Na_2O が少ない．
3. 柴田の広島花崗岩の分析値の平均[9]よりは K_2O が多く，Na_2O が少ないが，その他の成分はほとんど差がない．
4. FeO+Fe_2O_3-Na_2O+K_2O-MgO 図（第6図）では MURAKAMI の玖珂花崗岩および広島花崗岩に近い位置にプロットされ，Or-Ab-An 図（第7図）および Q-Ab+An-Or 図（第8図）では玖珂花崗岩よりも広島花崗岩に近い位置にプロットされる．

このようなことから，今回化学分析を行った花崗岩は化学的に広島花崗岩に似ているといえる．玖珂花崗岩の従来の分析値と今回の分析値との差異は，前者が玖珂花崗岩体の平均的化学組成を示すのに対し，後者が藤ケ谷鉱山周辺地域の同岩体の周辺相のみの化学組成であるからと考えている．

6. ま と め

玖珂地区の堆積岩 15 個と花崗岩3個の化学分析を行った結果，次のようなことが明らかになった．

1. 玖珂層群の粘板岩は，接触変成作用の影響を除くと，西南日本内帯および北部木曾地方の古生層粘板岩と化学的によく似ている．
2. 三畳系粘板岩は玖珂層群の粘板岩とはかなり異なる化学組成を持つ．
3. 玖珂層群の炭質頁岩は同層群の粘板岩とは著しく異なる化学組成を持ち，特殊な環境下で生成したと考えられる．
4. 玄武岩質凝灰岩は平均的玄武岩とは著しく異なる化学組成を持つ．
5. 花崗岩は玖珂花崗岩に属するが，その化学組成は玖珂花崗岩の平均よりも広島花崗岩に近い値を示す．

7) MURAKAMI (1971) の 47 頁第1表の平均値．
8) ISHIHARA (1971) の 446 頁第2表の 56, 53, 51, 52 の平均値．
9) 柴田 (1967) の 306 頁 122 表の 1, 8, 10, 11 (いずれも広島花崗岩) の平均値．

参 考 文 献

CLARKE, F. W. (1924) The Data of Geochemistry. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 770, 841 p.

DALY, R. A. (1933) *Igneous Rocks and the Depth of the Earth*. 598 p., McGraw-Hill, New York.

HASE, A. (1961) A Find of *Monotis* (*Entomonotis*) from Eastern Yamaguchi Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 42, p. 79-87.

ISHIHARA, S. (1971) Modal and Chemical Composition of the Granitic Rocks Related to the Major Molybdenium and Tungsten

Deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, no. 7, p. 441–452.

KATADA, M., ISOMI, H., OMORI, E. and YAMADA, T. (1963) Chemical Composition of Paleozoic Rocks from Northern Kiso District and of Toyoma Clayslates in Kitakami Mountainland: I. Chemical Composition of Pelitic Rocks. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 49, no. 3, p. 85–100.

————, ————, ———— and ———— (1964) Chemical Composition of Paleozoic Rocks from Northern Kiso District and of Toyoma Clayslates in Kitakami Mountainland: Supplement. Carbon and Carbon Dioxide. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 52, no. 6, p. 217–221.

小島丈児・岡村義彦（1952） 柳井地方（地質巡検案内書）. 18 p., 九州大学地質学教室.

前田憲二郎・大森江い・大森貞子（1969） けい酸塩岩石の完全分析法. 地質調査所化学分析法, no. 42, 23 p., 地質調査所.

都城秋穂・原村 寛（1962） 古生層の粘板岩の化学組成. Ⅳ. 地向斜堆積物の帯状分布と変成帯の位置. 地質学雑誌, vol. 68, no. 797, p. 75–82.

MURAKAMI, N. (1971) An Example of the Mechanism of Emplacement of the Chugoku Batholith—The Kuga Granites, Southwestern Japan. *Pacific Geology*, 3, p. 45–56.

SEKI, Y. (1957) Lawsonite from the Eastern Part of the Kanto Mountainland. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, Ser. B, 2, p. 363–373.

柴田秀賢（1967） 日本岩石誌 Ⅱ. 377 p., 朝倉書店, 東京.

高橋英太郎・河村俊男・山田耕平・津島精一・児島研一（1960） 山口県玖珂山地中央部の古生層. 山口大学理科報告, vol. 11, p. 147–149.

TAZAKI, K. (1966) Ultrabasic Rocks in the Northern Kwanto Mountains, Central Japan. *Earth Science: Jour. Assoc. Geol. Collab., Japan*, no. 84, p. 14–25.

豊原富士夫（1974） 山口県東部・玖珂層群および領家変成岩類の時代について. 地質学雑誌, vol. 80, no. 1, p. 51–53.

（受付：1975年7月23日；受理：1976年3月29日）

550.93:551.216:551.79(522.8)

霧島火山岩石の ^{14}C 年代

——日本の地熱活動に関連する第四紀層の ^{14}C 年代 III——

太田 良平* 神谷 雅晴** 中川 進***

^{14}C-Ages of Rocks of Kirishima Volcano

——^{14}C-Ages of the Quaternary Rocks Associated with the Geothermal Activity in Japan III——

Ryohei OTA, Masaharu KAMITANI and Susumu NAKAGAWA

Abstract

The carbon-14 ages of carbonaceous matters contained in Kurino Andesites and in overlying Takaharu Sand and Gravel Bed respectively, both constituting the lowest part of Kirishima Volcano, are as follows;

Takaharu Sand and Gravel Bed (3 samples) about 28,000 years
Kurino Andesites (1 sample) about 24,000 years

The former of the two seems to be reliable by reference to data obtained in neighbouring areas, but the latter requires further consideration.

要 旨

霧島火山の初期噴出物の栗野安山岩類およびその上に載る高原砂礫層の中から炭質物を得て ^{14}C 年代を測定し，次の値を得た．

高原砂礫層（試料3個） 約 28,000 年
栗野安山岩類（試料1個） 約 24,000 年

前者の値は他地域の既知資料から考え信頼度が高いが，後者の値はこの上位にある高原砂礫層の値よりも低いのでさらに検討を要する．

1. 序 言

昭和 48-50 年度に行われた全国地熱基礎調査の一つとして，昭和 49 年度に霧島火山が採り上げられ，西側斜面の南は手洗から北は銀湯に至るまでの一帯の地区の変質帯調査を施行し，太田・神谷の指導の下に中川が現地調査に当たった．この時採集した炭質物4個について，学習院大学で ^{14}C 年代測定を行い，その結果がでたのでここに報告する．

* 地 質 部
** 中国出張所
*** 日鉄鉱業株式会社

2. 実験結果

実験の結果を第1表に示す．

3. 霧島火山

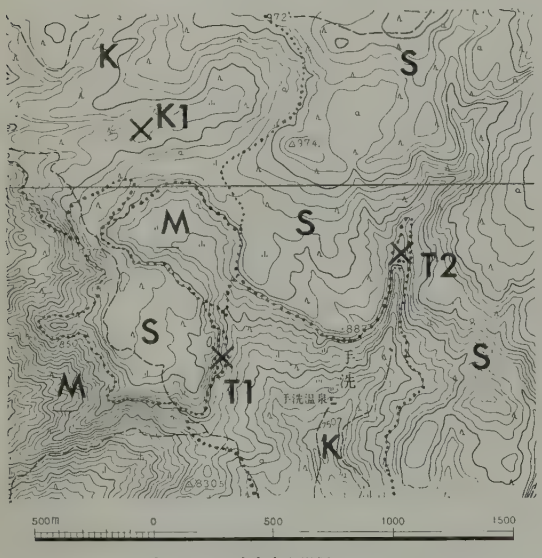
霧島火山の地質については沢村・松井（1957）の詳細な調査があり，略記すると次のようになる．

現 世	冲積層 霧島火山抛出物（火山灰・軽石）
更新世	霧島火山：火山抛出物（ローム・軽石） 新期諸火山 （姶良火山入戸軽石流） 旧期諸火山 六観音砂礫層 白鳥安山岩類 高原砂礫層 栗野安山岩類
第三紀鮮新世	牧園安山岩 佐賀利安山岩
中生代	四万十累層群

第1表 霧島火山岩石の ^{14}C 年代

学習院大学試料番号	地質調査所試料番号	試料名	含有岩石	採取地点（第1図）	測定年代
Gak-5529	KR-74101006	charcoal	高原砂礫層	T2	28,570±1,370 years
Gak-5530	KR-74102102	wood	高原砂礫層	T2	27,610±1,530 years
Gak-5531	KR-74102101	charred wood	高原砂礫層	T1	27,920±1,710 years
Gak-5532	KR-74100603	charcoal	栗野安山岩類	K1	24,020± 930 years

栗野安山岩類は基盤の鮮新世火山岩類（佐賀利安山岩・牧園安山岩）の侵食後その低部を埋めたもので，熔岩および火山砕屑岩互層からなる．手洗噴気帯の北西方約1.4 km の地点（第1図K1）で栗野安山岩類の珪化した



S ……白鳥安山岩類
T1, T2……高原砂礫層中の試料
K1 ……栗野安山岩類中の試料
K ……栗野安山岩類
M ……牧園安山岩

第1図 試料採取地点（×）
（2万5千分の1霧島温泉）

凝灰角礫岩が川底に露出し，その中に径 16 cm×22 cm のよく保存された炭化木が直立しており，これから試料を採取した（Gak-5532）．

高原砂礫層は栗野安山岩類と白鳥安山岩類との間の火山活動休止期の堆積物である．手洗噴気帯の西側の急崖（第1図 T1）で，栗野安山岩類の変質した凝灰角礫岩を不整合に覆い，厚さ約 17 m の高原砂礫層が連続して露出し，さらにその上に白鳥安山岩類（熔岩および凝灰角礫岩）が不整合に載っている．本層は下部層（厚さ約7 m のシルトおよび凝灰質砂層）と上部層（厚さ約 10 m の凝灰角礫岩およびシルトの細互層）からなり，下部層の最上位の砂層中に炭化した植物片が多数含まれており，これから試料を採取した（Gak-5531）．

また手洗噴気帯の北北東方約 600 m の河岸（第1図 T2）に，栗野安山岩類の熔岩を不整合に覆い厚さ約 9 m の高原砂礫層が露出する．本層は下部層（厚さ約6 m のシルトおよび凝灰質砂の互層）と上部層（厚さ約3 m の火山砕屑岩）からなり，下部層に植物片が多数含有されている．採取した試料はよく炭化した植物片（Gak-5529）とこれの約 50 cm 下位の層準にあった未炭化の木片（Gak-5530）の2個である．

4. 測定値の考察

高原砂礫層から得た3試料の値はかなり接近しており，この年代はおおよそ 28,000 年ということができる．霧島火山にはこれまで年代測定値が全くなかったが，姶良火山入戸軽石流にはすでに8個の測定値がある．この8個の値にはかなりの幅があるが，同軽石流の先駆として噴出した大隅降下軽石層やその他の同火山噴出物の値などを総合し，入戸軽石流の年代は約 22,000 年といわれている（木越ほか，1972）．入戸軽石流は霧島火山の旧期諸火山と新期諸火山の間の時期に噴出したといわれ（沢村・松井，1957），高原砂礫層の値はこれよりも古く，矛盾を生じない．

しかし栗野安山岩類の値はこの上位にある高原砂礫層よりも新しく，検討の余地がある．

文 献

沢村孝之助・松井和典（1957） 5万分の1地質図幅「霧島山」および同説明書．58 p., 地質調査所．

木越邦彦・福岡孝昭・横山勝三（1972） 姶良カルデラ妻屋火砕流の ^{14}C 年代．火山2集，vol. 17, no. 1, p. 1-8.

（受付：1975年9月30日；受理：1976年2月12日）

資　料

553.062:551.732/.76(517.3)

モンゴル中部および東部の地質構造とメタロジェニーの特徴*

R. A. Khasin*, Yu. A. Borzakovskii*

岸本文男** 訳

モンゴルの地質構造とメタロジェニーの特徴，とくにモンゴル東半部の地質構造とメタロジェニーの特徴はすでに一連の論文で取り扱われているところである (Bobrov, 1964; Kalenov, 1947; Marinov, 1963; Khasin, Kalenov, 1965) が，しかし現在のところではこの問題の検討はまだまだ不十分である．

最近，モンゴル人民共和国地質図の編纂に当たって，モンゴル自体の構造帯区分やモンゴルと隣接諸地方との構造単位の相互関係に関する多くの新しい命題を含んだ多数のデータが，また当該構造帯区分にもとづいてモンゴル東部および中部のメタロジェニーに関する幾つかの問題を解明できる多数のデータが得られた．たとえば，モンゴルの中部と東部に，現在知られている金属鉱床の大部分，すなわち錫・タングステン・モリブデンの鉱床 (Barun=Tsogto, Tumen=Tsogto, Shara=Khada, Yugodzyr, Modoto, Bain=Mod, Khuchzhikhan, Ikhe=Khairkhan, Ongon=Khairkhan, Ikhe=Nartyn, Chzhanchivlan, Khara=Moritu など) を含む金属鉱床の大部分が集中しているのである．

モンゴル東部および中部の全般的な構造帯と鉱床分布帯の位置は，長い間，ザバイカル構造帯とザバイカル鉱床生成亜帯の南西延長，すなわち，モンゴル=オホーツク鉱床生成帯の最南西翼部に当たる，とされてきた．また，モンゴル東部に広く現われている錫-タングステン鉱化作用の時代は，主としてザバイカル地方の場合との類似性から中生代とされている．

上記モンゴル中部と東部の地質構造の特徴とマグマ作用を詳細に調べた結果は，北部地域の場合だけ鉱床分布帯の位置についてのこれまでの考え方が成り立つにすぎないことを示している．モンゴルの国土内には，周知のように，ザバイカル，サヤーン，ツバー，アルタイ，北西中国，北東中国のタイプと時代のさまざまな褶曲区と構造相帯が入り込み，接し合っている．そのため，モンゴル各地方の地質構造と鉱床分布帯の特徴もまた多様である．

モンゴル中部および東部のもっとも大きな地質構造単位となっているのは，古生代後期-中生代モンゴル=アムール褶曲系の最南西端部を構成する Khentei=Khangai 劣地向斜帯，カレドニア期の東モンゴル地背斜隆起帯，南モンゴル褶曲系ヘルシニーズ東半部である．さらに，モンゴル中部と東部の最南縁部には古生代後期（あるいは古生代後期-中生代）の内蒙古褶曲系ないしゴビ天山褶曲系の構造体が分布している（第1図）．全体として，上述の諸構造単位はウラル=モンゴル地向斜帯の一部をなしている (Muratov, 1965).

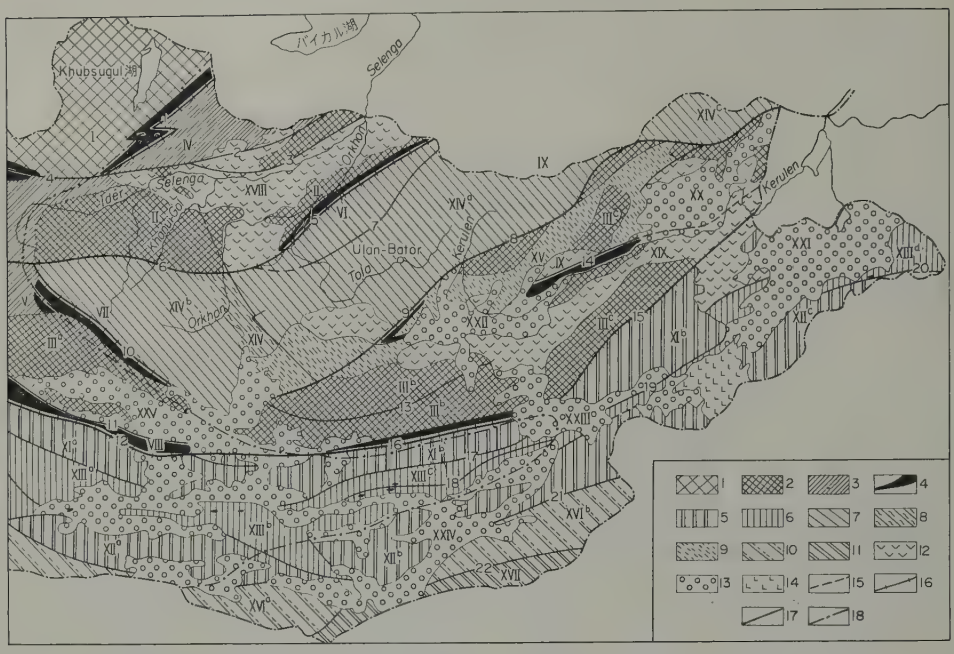
上記構造単位の地質構造や堆積層および貫入岩類の構成の詳しい記載はさておいて，モンゴル中部と東部のメタロジェニーの特徴に影響を与えたザバイカル，北東中国とモンゴルの地質構造の類似点と相違点の諸特徴だけを述べることにする．

まず第一に，ヒロク=ビチム　カレドニア褶曲帯とザバイカル古生代後期-中生代褶曲区とを分け，かつ，多くの専門家 (Nagibina, 1963; Gorzhevskii, Loz'ko, 1961)の見解によるとモンゴル=オホーツク構造帯[1]の北西境界に当るチコーイ深在断層（モンゴル=オホーツク　リネアメントの南西翼部）がモン

* Р. А. Хасин, Ю. А. Борзаковский (1966): Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии: Советская Геология, No. 12, стр. 38-49.

** 鉱床部

1) 著者らの定義では，モンゴル=アムール褶曲系



バイカル=サヤーン=モンゴル褶曲系の初期カレドニア山地
1: バイカル基盤構造体　2: 地向斜帯　3: 火山源凹地　4: 沿断層性オフィオライト帯
南モンゴル褶曲系の初期ヘルシニーズ
5: 地背斜帯　6: 優地向斜帯
モンゴル=アムール褶曲系の古生代後期-中生代前期山塊
7: 劣地向斜帯　8: 横断背斜隆起　9: 二畳紀後期山間凹地
内蒙古褶曲系の古生代後期-中生代前期山地
10: 地背斜帯　11: 優地向斜帯　12: 三畳紀-ジュラ紀火山帯
13: 新期卓状地の中生代後期-新生代凹地
14: 新生代玄武岩
15: 超塩基性岩
16: 各地質時代の褶曲系の境界をなす深在断層帯
17: その他の断裂
18: 中生代貫入岩分布域の西境界
I: ツバー=モンゴル山塊　II: Taryat=Selenga 地背斜隆起
Dzabkhan=東モンゴル地背斜帯
IIIa: Baidarik 隆起　IIb: 中 Gobi 隆起　IIIc: 東モンゴル隆起
IV: ジダー凹地　V: Ider 凹地　VI: Baingol オフィオライト帯　VII: Bainkhongor オフィオライト帯
VIII: Ikhebogda オフィオライト帯　IX: Kerulen オフィオライト帯　X: Undurshilin オフィオライト帯
Gobialtai=Sukhebator 地背斜帯
XIa: Gobialtai 隆起　XIb: Sukhebator 隆起
Noyanosomon=Nukutdaban 地背斜帯
XIIa: Noyanosomon 隆起　XIIb: Ulan=Ul 隆起　XIIc: Nukut=Daban 隆起
Gobi=興安優地向斜帯
XIIIa: Ederginnur 凹地　XIIIb: Gurbansaikhan 凹地　XIIIc: Manlai 凹地　XIIId: Khalkhingol 凹地
Khentei=Khangai 劣地向斜帯
XIVa: Khentei 凹地　XIVb: Khangai 凹地　XIVc: アガー凹地　XIVd: 東 Khangai 横断隆起
XV: 南 Khen 山間凹地
Gobityan'shan'=Totoshan 地背斜帯
XVIa: Gobi=Tyan'shan 隆起　XVIb: Totoshan 隆起
XVII: Solonker 凹地　XVIII: Orkhon=Selenga 火山帯　XIX: Argun=東モンゴル火山帯
中生代-新生代凹地
XX: Choibalsan 凹地　XXI: Tamtsak 凹地　XXII: Nilga 凹地　XXIII: 東 Gobi 凹地
XXIV: 南 Gobi 凹地　XXV: Dolinoozero 凹地
断　層
1: Argyingol　2: Zheltura　3: Selenga　4: Khangai　5: Baingol　6: Tamirgol　7: Irugol
8: Erendaban (Onon)　9: 北 Gobi　10: Bainkhongor　11: 北 Ikhebogda　12: 南 Ikhebogda
13: 中 Gobi　14: Kerulen　15: Delgir　16: Undurshila　17: Saikhandulan　18: Manlai
19: Narynkhid　20: Modonoba　21: 北 Totoshan　22: Solonker

第 1 図　モンゴル中部・東部地方構造地質区分図

ゴル領内にも伸びていることに注目する必要がある．この深在断層はモンゴル領内に明白な分岐断層の形で現われ，Baingol 断層と Tamirgol 断層を主な分岐断層とする当該チコーイ断層南西延長部分はモンゴル=アムーム褶曲系のマージナル地背斜隆起体と古生代後期-中生代の構造運動によって再変形した初期カレドニーズのタリャート=セレンガ帯とを分けている．さらに Tamirgol 断層は Ideriin-Gol 河上流で Khentei-Khangai 凹地の南西境界によって限られた Bainkhongol ウェルト構造体に接している．モンゴル=オホーツク リネアメントの北側分岐断層に該当するのは 1905 年の大地震のときに動いた Khangai 東西断層帯である．この断層はツバー=モンゴル原生代山塊とその南に拡がる初期カレドニア構造体とを分ける境界線（境界帯）である．

モンゴル領内においてモンゴル=オホーツク リネアメントの上記2分岐断層群がそれぞれ深在性を備え，長期にわたって形成・発達したため，Baingol, Bainkhongor, Khankhukhei 各断層に沿って生じた狭長な凹地の境界をなすその断層に下部カンブリア系のオフィオライト岩系生成体が胚胎され，Khentei=Khangai 帯周縁のデボン紀および石炭紀前期の沿地向斜性凹地がその断層帯と並列し，さらにデボン紀と石炭紀前期の貫入マグマ作用が非常に面白い現われ方をしたように思われる．二畳紀と三畳紀，一部ジュラ紀には強い火山作用がこれらの断層に大きく規制されながら働き，結果としてこの時代に生成した主として中性および塩基性組成の厚い火山岩層が Baingol 断層と Khangai 断層の東方延長部の間の広い地域に発達し，さらに西方には Tesiin-Gol 河の上流まで Khangai 断層に沿って拡がっている．多くの研究者のデータによると（Amantov, Matrosov, 1961; Komarov, Khrenov, 1964），Tamir 累層，Petropavlovsk 累層，Tsagan-Khuntei 累層と類似層の酸性，中性，塩基性火山岩の大規模な分布域は北東のソ連領内に伸び，チコーイ河，ヒルク河，ウダ河，インゴダ河の各流域に及び，きわめて延長に富んだ（1,500 km 以上）単一の火山帯を形成し，そのモンゴル領部分（延長 600 km 前後）は Orkhon-Selenga 火山帯と呼ばれている．

モンゴルとザバイカル地方にとってモンゴル=オホーツク リネアメントが備えているメタロジェニックな意味は，この問題がまだ十分に研究されていないとはいえ，疑いなく大きい．モンゴルでは，Baingol 分岐断層帯によってシールカ=オリョークマ金・モリブデン鉱床生成帯の南西延長部を構成する多数の金鉱床が規制されているほか，規模不詳ではあるが，一連の鉄鉱床群も同じく規制を受けている．さらに，広い意味では，この広域断層のメタロジェニックな役割は古生代と中生代の全体的な構造地質発達史中における貫入岩および噴出岩の分布規制に反映している．

Orkhon-Selenga 火山帯および比較的狭長な原生代褶曲基盤 Butulinnur 隆起部から西には，Dzhida 地向斜凹地の南縁部分が拡がっている．ソ連領内の Dzhida 地向斜凹地部分の場合と同じように，そこにはカンブリア系の炭酸塩層-火山源層層系，超塩基性岩岩系，はんれい岩-斜長花崗岩岩系が広く発達している．このモンゴル領内の Dzhida 地向斜凹地全体はまだほとんど研究されていないけれども，この凹地の南部と北部における中生代マグマ作用とメタロジェニーが多くの点で酷似しているといい得る根拠もあり，そのため，Dzhida 地向斜凹地のモンゴル領部分はモリブデン，タングステンその他の金属鉱物資源に対する探査の実施に大きく期待できる地域といえる．

中部モンゴルの大部分を占める Khentei-Khangai 劣地向斜帯は，V. A. Amantov と筆者のデータによると，Khangai, Khentei, Aga 各内地向斜凹地，内地向斜隆起，周縁隆起に区分することができる．Khentei 内地向斜凹地と Khangai 内地向斜凹地（ザバイカル地方ダウルスキー帯延長部）中にはデボン系から上部石炭系まで（おそらく下部二畳系まで）の同じような海成のグレーワッケ層系が発達し，Aga 内地向斜凹地にはそのほかに二畳系と三畳系の地層も認められている．上記モンゴルとザバイカル地方の各構造相帯は，中生代のものも含めて，貫入岩類がよく似ていることを特徴とする．Khentei, Khangai 両内地向斜凹地は，沿 Kerulen, Urmuktei, Taryanta の各外地向斜凹地ないし沿地向斜凹地を伴っている．これら随伴凹地は内地向斜凹地の堆積層と同時代のデボン系および下部石炭系の中程度の層厚の，組成変化がいちじるしい沿海性陸源層，雑色層，火山源-陸源層，一部黒色頁岩で構成され，カレドニア褶曲周縁部に位置している．さらにこの Khentei=Khangai 凹地帯は南東部を Erendaban 断層系で境され，そして Erendaban 断層系の南西方向の延長（北 Gobi 断層）は Ongin-Gol 河地区でお

そらく Bainkhangor 深在断層につながるものと思われる．北東方向には Erendaban 断層が，M. S. Nagibina (1963) の見解によると，中部ザバイカル凹地および上アムール凹地と上アムール山塊とを境している大規模な Pri-Argun 断層に続くようである．以上のように，モンゴル=アムール褶曲系南西翼の古生代後期-中生代構造単位は深在断層帯に縁どられた形になっている．すなわち，北と南をそれぞれ Baingol=Tamirgol 深在断層帯と Erendaban=北 Gobi 深在断層帯に，西を Bainkhongor 深在断層帯に縁どられており，これらの断層帯自体の発達段階初期に超塩基性岩の分布が，さらにその発達段階後期には花崗岩類貫入体と火山帯の分布がこの断層帯にそれぞれ規制され，またこれらの地質生成体に随伴する鉱床もその分布を規制されている．たとえば Bainkhongor 断層帯と Baingol 断層帯に多数の金鉱床が現に胚胎されていることからみると，昔から少数ながら金鉱床の存在が知られている Erendaban 断層帯でも金鉱床の探査はきわめて有望なものと思われる．

Erendaban=北 Gobi 深在断層系の南東には，ヘルシニア期と中生代の構造運動によって烈しく変形したカレドニア初期の東モンゴル地背斜隆起体が拡がっている．ヘルシニア構造運動の結果として，この隆起体の北部にデボン紀の沿 Kerulen 外縁凹地 (outer trough) と二畳紀後期の南 Khentei 山間凹地が生じ，沿 Kerulen 外縁凹地の南限をなしているのはすでに先カンブリア紀に Kerulen 深在断層帯としてその基礎があったと思われる狭長な Kerulen ウェルト構造である．この構造体には，Bainkhongor 断層帯の場合と同様に，カンブリア紀前期のオフィオライト岩系が胚胎されている．なお，Kerulen 断層は西で北 Gobi 断層，東で Erendaban 断層につながっている．

東モンゴル隆起体は北西モンゴルのカレドニア構造帯の延長部を構成し，同構造帯から部分的に分れて比較的狭長な Khangai=Khentei 凹地で終わっているが，その移り変わりは鮮明でない．この構造は古生代前期，おそらく原生代後期に，モンゴル=オホーツク リネアメントに沿ってすでにその基礎が開かれていたものと思われる．そして，この構造が形成し終ったのは古生代末および部分的には中生代前期になってのことであろう．上記隆起体はその北東方でザバイカル地方の Argun 山塊と接合し，古生代中期と後期の全期間にポジティブな剛性構造として発達・成長している．この隆起体の範囲で構造地質およびメタロジェニー上重要な意味を備えているのが一般構造方向に斜行する Kharaairak 雁行状断層系と東西に近い中 Gobi 断層で，これらが同隆起体の南西部に位置した中 Gobi 地塊を東と北で境している．この中 Gobi 地塊は先カンブリア紀後期の厚い炭酸塩層が広く発達することを特徴とし，そこには錫・タングステン・モリブデンの鉱床はみられないが，代って螢石の交代鉱床が広く発達している．東モンゴル隆起体のそのほかの部分では主として結晶片岩からなる原生界の分布はごく限られたもので，上部古生代と中生代の主に火山源の岩層が広くおおっている．この古生代後期と中生代の岩層はきわめて延長の大きい (1,000 km 以上) Argun=東モンゴル火山帯を形作っている．そして，小範囲にシルル紀後期とデボン紀中-前期の陸源層-炭酸塩層が存在するにすぎない．

火山岩と共マグマ性の三畳紀，ジュラ紀中-後期の花崗岩類貫入体（正酸性から優白質・亜アルカリ性のものまで）が広く発達している東モンゴル隆起体の部分には一連の大規模な錫・タングステン鉱床生成節が認められるほか，鉱脈型の螢石鉱床も少なくない．その錫・タングステン鉱床の分布にみられる主な規則性については R. A. Khasin が初めて明らかにしたのであるが，それについて述べておく．その規則性とは，モンゴルの北東部では Kerulen 断層から北側に実際上錫鉱床だけが，そして南側に石英脈型とグライゼン型のタングステン鉱床だけが分布する，というものである．

北東モンゴルの地質発達史における基本的特徴の一つとなっているのはジュラ紀海盆が隣接する東ザバイカル諸地域の場合と違ってモンゴル領内まで及んでおらず，三畳紀後期の海盆が北東国境付近に達しているにすぎない，という点である．このことは北東モンゴルが中生代初期に受けた構造活化作用があまり強くなく，それ以前には安定していたことを示すものと解される．いずれの場合も，太平洋変動帯中で進行した構造地質作用は西に向かうにしたがって弱まり，それが貫入マグマ作用およびそれに関係ある鉱化作用の特徴に反映している．その中で中生代前期とジュラ紀中期の黒雲母花崗岩と優白質花崗岩の役割は Khentei 凹地から Khangai 凹地に進むにつれて急減する．このように，Yu. M. Pushcharovskii (1961) によると，北東モンゴルは地向斜系の横断性消滅帯の代表的な例となり得る．

東モンゴル隆起体から南に拡がって南モンゴル褶曲系のヘルシニア山地東側部分を構成している構造帯に関しては，ザバイカル地方の構造帯と鉱床生成亜帯との直接的な関係がまだ判っていない．南モンゴル褶曲系は，大興安嶺地向斜構造体および内蒙古地向斜構造体と東カザフ凹地（オビ=ザイサンスク地向斜とジュンガル=バルハシ地向斜）とをつなぐ広域多相構造（regional heterogeneous structure），と考えることができる（Amantov, Matrosov, 1961; Fundaments of tectonics of China, 1962).

南モンゴル褶曲系は北側の劣地向斜帯と南側の優地向斜帯の２構造帯に大きく分かれている．北側の劣地向斜帯は東の部分にきわめて明瞭に現われていて，主として古生代後期と中生代の多数の花崗岩類貫入体に切られたオルドビス紀・シルル紀・デボン紀・石炭紀前期の陸源層および炭酸塩－陸源層からなる大規模な Sukhebator 内地向斜隆起が識別できる．その東につながっているのが大興安嶺の古生代中期の構造，すなわちハイラル複向斜と小興安嶺=阿爾山複背斜である（Fundaments of tectonics of China, 1962). 南側の優地向斜帯の部分では，東西方向にほとんど連続した大きく２つのタイプの構造が認められる．すなわち，Sukhebator 隆起体から南側に直接して大型深在断層を境界とする狭長な Manlai 内地向斜凹地が内布し，その西方延長に Gurbansaikhan 凹地がある．さらにモンゴル東端部にこの優地向斜帯凹地に該当する Khalkhingol 凹地があって，中国領に伸びている．この優地向斜帯の大規模な複向斜構造は石炭紀前期と古生代後期の超塩基性岩・塩基性岩・花崗岩類の貫入体に切られたシルル紀・デボン紀・石炭紀の火山源岩，珪質岩，火山源-堆積岩の非常に厚い地層で構成されている．

上述の凹地群の南に内地向斜性隆起系が分布し，西から東に Noyansomon, Uran=Ul, Nukut=Daban の各隆起体に分かれ，古生代前期の海成火山源層と陸源層，デボン紀（?）と古生代後期の広域陸源-火山源層系が広く発達する．多数の花崗岩類貫入体の存在（中生代のものも含めて）が当該地質構造の特徴となっている．Nukut=Daban 隆起体と内蒙古地方の同じような構造を直接つないでいるのが Erlyan 複背斜である．

モンゴルの南東端部分には，内蒙古褶曲系の古生代後期（おそらく古生代後期-中生代前期）の構造が拡がっている．この東西性広域構造はモンゴル・中国国境地区の Urgen-Gol および Erlyan から Naran=Sebesutiin=Nura まで，そしてさらにその西に伸びている石炭紀と二畳紀（おそらく三畳紀も含む）の堆積-火山源層と陸源層の幅広い露出帯に明瞭に現われている．この内蒙古褶曲系の東側末端部となっているのが吉林準地向斜であることはいうまでもない．また，内蒙古褶曲系の南境をなしているのは内蒙古の中心軸線（北山—阿拉善軸）のスーパークラスタル岩類（supercrustal beds）の露出帯である．しかし北限は鮮明でなく，幅のある帯状をなし，その帯状部分は南モンゴル褶曲系のヘルシニア前期の構造が古生代後期-中生代前期の構造運動によって変形したものである．モンゴル南東部にはこの帯に属するものとして Totoshan 隆起と Gobi=Tyan'shan' 隆起があり，中国領内には察西複背斜がある．それらの特徴は中生代花崗岩類貫入体の貫入を受けている古生代後期の厚い灰色層，ときにフリッシュ様の地層が発達することである．当該帯の重要な特徴となっているのは地質発達史中のカレドニア期に形成を完了した花崗岩類貫入体にデボン紀のものが存在することであり，さらにモンゴル領内の当該岩体と Tsagan=Suburga 鉱染銅-モリブデン鉱床との関係が密接で，中国領内の当該帯中にも一連の類似鉱床が知られていることである．Gobi=Tyan'shan 隆起と Totoshan 隆起，それに Ulanul 隆起南部にもデボン紀の花崗岩類貫入体が広く発達していることを考えると，その地帯での銅-モリブデン鉱床（斑岩銅鉱床）の探査はきわめて有望といえる．

内蒙古褶曲系内帯の優地向斜帯に属するのが Solonker 凹地で，その東方延長に当たるのが中国領内の錫林複向斜と思われる．これらの凹地の特徴は古生代末期の超塩基性岩，塩基性岩，酸性岩および中生代の花崗岩類の貫入を受けた石炭系と二畳系のきわめて厚い，ところによって緑色変質岩化した海成火山源層と火山源-陸源層が発達することである．

以上に述べたことから，モンゴル中部および東部のメタロジェニーはきわめて複雑であり，その北側の部分では当該メタロジェニーがザバイカル鉱床生成亜帯および同地方の広域地質要素と深い結びつきを有するが，同時にモンゴル=オホーツク鉱床生成帯最南西翼部の地質発達史の特徴に原因するメタロジェニーそれ自体の特性を備えている，としなくてはならない．モンゴル領内でこのモンゴル=オホー

ツク鉱床生成帯に入る広域構造体は割れ目貫入型の花崗岩類が繰り返し貫入している中生代の主として地塊運動によって転位・変形したカレドニーズ（東モンゴル隆起）から後期ヘルシニーズまでのものである．モンゴル=オホーツク鉱床生成帯のこの部分には，Bain Mod, Khuchzhinkhan, Chzhanchivlan の各錫-タングステン鉱床，Barun-Tsogto と Tsmen-Tsogto の両タングステン鉱床，Gorikho, Dzun-Bain などの含水晶ペグマタイト鉱床などが分布している．

モンゴル南端部および南東部のメタロジェニー上の位置はこれらの地域がメタロジェニーに大きな影響を与えた中生代前期貫入マグマ作用現象のいちじるしい内蒙古褶曲系縁部に属するという事実に大きく左右されている．すなわち，この内蒙古褶曲系縁部の中生代前期のマグマ作用と密接な関係をもって，中国領内には稀少金属の鉱床（なかでも有名なのがバヤンオボ鉱床）が，モンゴル領内には Yugodzyr タングステン-モリブデン鉱床をはじめ Khara-Moritu 錫鉱床や多くの小鉱床がある．中国の当該地域には二畳紀の超塩基性貫入岩に関係のある鉱床も知られている．

古生代後期の内蒙古凹地は古生代後期-中生代の構造活化作用の「軸」となってモンゴル南東部の地質構造の展開に大きな役割を果したもの，と思われる．この凹地と周縁部には大規模な鉱床生成帯が認められ，これを内蒙古鉱床生成帯もしくは Gobi-Tyan'shan' 鉱床生成帯と呼ぶこともできる．南東モンゴルと東北中国（おそらく南西モンゴルと中国新疆地方も）のメタロジェニーに対して内蒙古鉱床生成帯が備えている意義は，明らかに，北東モンゴルおよびザバイカル地方に対するモンゴル=オホーツク鉱床生成帯の場合と完全に共通している．このように，シベリア南東部の先リーフェイ期とカレドニア期の構造の縁部および中国卓状地のバイカル山地に対する上記広域構造単位の状態が基本的に同じタイプであることは注目に値する．

モンゴル東部と中部の上記諸地域の場合，中生代の貫入コンプレックスの分布とそれに関連した鉱石フォーメイションの分布，なかでも錫，タングステン，モリブデンの鉱床の分布に対して形成期とタイプのさまざまな地質構造要素が果している役割の重要さとならんで，中生代の構造運動の分化程度および全体として南北方向を示す当該構造運動の時代的な変化も特別に重要な意味をもっている．これは太平洋変動帯中に生じたアクチビゼーション過程の影響によるものである．そして，中生代貫入岩の全体的な分布境界の検討結果から，また各期別貫入岩分布境界の検討結果からも，次のような結論が出し得る．

すなわち，全体として中生代貫入岩分布範囲の北西側境界はカレドニーズのジダー地向斜帯北西境界とほぼ一致し，南西側境界の場合は Khangai 凹地を境する Bainkhongor 深在断層帯と一致する．また南では，中生代貫入岩の分布地域の境界は Ongingol 断層の北部部分にほぼ一致する．なおこの Ongingol 断層は白亜紀沈降盆地のほとんど全範囲にわたって伸び，これが同盆地を埋めた陸成層の厚さに大きな差を生じた原因となっている．さらに南モンゴル ヘルシニーズの優地向斜帯と劣地向斜凹地の部分には，Kharaairak 断層系から東側にだけ中生代貫入岩の露頭が知られている．また，Uranul 隆起の初期ヘルシニア構造と内蒙古褶曲系の部分では，確実な中生代の貫入岩（後二畳紀後期）の最西端に当たる露頭が Dalan—Dzadagad を結ぶほぼ南北線上に認められている．Gobi-Tyan'shan' 山脈の西の地区にも中生代の貫入岩が存在することはまず間違いない．今までの同地区における精密図幅調査の過程で，中生代貫入岩を古生代後期貫入コンプレックスの後期相の優白質花崗岩と区別し得なかったのではあるまいか．以上のように，現在のところでは中生代深成貫入岩の分布範囲はモンゴル中部・北東部・南東部に限られている．

割れ目充填型の性質を備えた主として中深成および半深成の中生代貫入岩は広くすべての構造フォーメイション帯に分布している．三畳紀，ジュラ紀中期，ジュラ紀後期の当該岩体のそれぞれの役割は同じではない．ジュラ紀後期の貫入岩はほとんどモンゴルの東端部にしか知られていない．すなわち，ジュラ紀後期貫入岩は南モンゴル褶曲系から北に配列する構造部分に胚胎されている．ジュラ紀中期の当該貫入岩は凹地の地域と東モンゴル隆起体の東部に賦巻し，三畳紀のものは広く Taryat-Selenga 帯，Khentei 凹地と Khangai 凹地，そして東モンゴル隆起体に分布する．このような分布は共マグマ成火山源コンプレックスの生成期にそれぞれ対応し，西には主として三畳紀の当該貫入岩が，東には主にジ

ュラ紀のものが賦存し，またザバイカル地方を研究した専門家が出している結論では西から東に向かって中生代の貫入マグマ作用と噴出マグマ作用は次第に「若返る」(Nagibina, 1963). モンゴル=アムール褶曲系および東モンゴル隆起の部分の中生代貫入作用は NE-SW 走向の広域断層帯に規制され，E. V. Mikhaliov がごく最近になって明らかにしているように，NW-SE 方向および N-S 性の断層系もきわめて特徴的で，それに沿って岩株状貫入体と「格子状」貫入体の各「岩筒」が追跡できる．たとえば，Ulan-Bator 市の北東に水晶に富んだ南北性の三畳紀貫入岩「岩筒」が分布し，NW-SE 方向の Kharaairak 雁行断層帯には比較的大規模な優白質花崗岩貫入体が賦存している．またモンゴル南東部には中生代花崗岩山塊が広く発達しているが，通常そこには NW-SE 方向の断層による規制の程度に応じた NE-SW 方向の連鎖を形作る山塊群があって，そのうち比較的大規模な花崗岩山塊は三畳紀に属するものが多いが，ジュラ紀後期の酸性噴出岩と共マグマ成の同期性アラスカイト質花崗岩・花崗閃長岩の小岩株と岩脈は Nukut-Daban 隆起の部分に存在しているだけである．

以上のように，三畳紀からジュラ紀後期末までの長期間に形成された中生代花崗岩類貫入体はモンゴル中部と東部のさまざまな地質時代，いろいろなタイプの構造相帯に分布し，その上生成時代別の貫入岩分布範囲の境界はその時代が若くなるに従って西から東に移動する．Khentei=Khangai 帯とその縁辺部には三畳紀とジュラ紀後期の貫入岩のほかにジュラ紀中期のものも知られており，モンゴル南東部には三畳紀の花崗岩類（中国の地質学者のいう「蒙古花崗岩類」）とジュラ紀後期の花崗岩類（「天山花崗岩類」）が発達するだけである．各構造帯ないしその分帯における中生代全体もしくは中生代各紀の貫入岩の役割は一様ではないが，しかし上記貫入岩類の空間的分布，したがってそれら貫入岩類と関係ある錫，タングステン，モリブデン各鉱床の空間的分布に大きな役割を果しているのが当該構造帯の古生代地質発達史の特性とそして太平洋変動帯から遠ざかるにしたがって弱まっていく中生代アクチビゼーション過程であることは間違いない．当該構造帯の古生代地質発達史の特性は中生代貫入岩類の分布に強く影響し，とくにその影響は中生代貫入岩類が主として地背斜隆起部や剛性構造部に賦存する傾向となって現われている．形成の時期と地質構造上の位置から考えると，モンゴル中部と東部の中生代貫入岩類はさまざまな地質時代の，安定化した地質構造帯中に生じた一般に激しい地塊運動とマグマ供給路となった深在断層の復活とを伴った当該地域の，激しい構造運動のアクチビゼーション期に生成したものと思われる．このような構造運動によって構造階の下部にも上部にも，中生代のマグマ現象を規制する多数の広域断裂や局地性の断裂が生じたわけである．

太平洋可動帯に強く現われた中生代の構造アクチビゼーション過程はモンゴル=アムール褶曲系内にも影響し，ヘルシニア山地の構造ないしそれに関連ある構造に重なった2次陸源地向斜凹地の形成をもたらしている．同様な凹地群は，強く活動した中生代の火山帯を含めて，主に褶曲構造の縁部に発達しているが，それがモンゴル=アムール褶曲系の場合の一つの特徴でもある．内蒙古褶曲系の場合には少なくともその東部と中央部に中生代の構造アクチビゼーションによる優地向斜型火山源凹地が形成されているが，それを構成している岩層層系の性質や発達状況の力学的な側面からすれば，この火山源凹地はインドシナ山地の構造に近い．

生成条件から考えると，中生代貫入岩類は主としてサブボルカニック花崗岩岩系に属し（Yu. A. Kuznetsov による），浅成ないし半深成割れ目型の共マグマ成貫入・迸出コンプレックスにみられる火山源生成体と上記岩系との時間的・空間的関連性がこの岩系の特徴でもある．モンゴル北東部と東端部の三畳紀およびジュラ紀後期の貫入岩の場合には共マグマ成の火山源生成体がすでに確認されているのに対し，ジュラ紀中期の共マグマ成生成体は存在が確実視されながら実際には知られていない．おそらく，モンゴル領内では東ザバイカル地方のソホンドー　サブボルカニック　コンプレックスとソホンドー累層に似た生成体が三畳紀とジュラ紀後期の火山岩とまだ区別できないでいる，ということなのであろう．モンゴル南東部および部分的に Khentei-Khangai 構造帯の三畳紀貫入岩類に関してその岩石の組成・産状・規模などを総合すると，当該貫入岩類はサブボルカニック花崗岩岩系から底盤花崗岩岩系に移化する中間態に入れ得るもののようである．南モンゴル褶曲系と内蒙古褶曲系の広大な空間全域にわたって明白な共マグマ成貫入岩類は知られていない．岩石組成によれば，花崗閃緑岩および正酸性のも

のから優白質亜アルカリ花崗岩まで，その三畳紀花崗岩類貫入体の構成はさまざまである．モンゴル北東部にはこれらの貫入岩に関連あるピエゾ光学原料の鉱床が賦存し，また南東部には「少量」[2] 金属の鉱床がみられる．

可採性の錫-タングステン鉱床とモリブデン-タングステン鉱床をもたらしているジュラ紀中期の貫入岩は主としてアラスカイト質の本質的にはカリ花崗岩で，まれには正酸性花崗岩のこともある．モンゴル領内ではおそらく金-灰重石鉱化作用と関係し，ザバイカル地方では金-灰重石鉱化作用のほか金-モリブデン鉱化作用とも結びついていると思われるジュラ紀後期の貫入岩は，岩石組成からいえば，アラスカイト，花崗閃長岩，アルカリ花崗岩，まれにはノーマルな花崗岩および花崗閃緑岩，そしてそれらの斑状のものに該当する．ジュラ紀の花崗岩類の中には，まれではあるが，錫鉱化作用と稀少金属鉱化作用を伴ったアポ花崗岩と典型的なアポ花崗岩質アルビタイトがみられる．

ジュラ紀と白亜紀前期との境界期に陸成生成体を積載されている多数の沈降盆地（南モンゴルにとくに広く発達）が形成され始め，しかもこの沈降盆地の形成作用は強い火山活動を伴っていた．とくに注目しなくてはならないのは，もし三畳紀とジュラ紀の火山源生成体が造山性玄武岩-安山岩-流紋岩岩系 (Yu. A. Kuznetsov の安山岩-流紋岩岩系）に属するものとすれば，主として玄武岩，ときに安山岩-玄武岩からなり，そしてしばしば流紋岩および粗面流紋岩と密接に共存する Tsagantsab 累層の白亜紀前期火山岩類は安定した地域の典型的なソレアイト-玄武岩岩系の例になる，ということである．このことは，東モンゴル地方が白亜紀前期から新期卓状地形段階に入った，とする根拠となるものである．この新期卓状地形成段階は花崗岩類の貫入マグマ作用を伴ってなく，同貫入岩類の確定的な露頭はモンゴル領内には知られていない．現在までの資料 (Fundaments of tectonics of China, 1962) から考えると，Nukut-Daban 東端部および大興安嶺[3] 地域でだけ安山岩-流紋岩岩系がジュラ紀に生成を完了せず，白亜紀初期まで生成を続けたのである．その白亜紀前期の貫入岩は割れ目貫入型（燕山花崗岩の後期相）の可能性が大きい．

白亜紀前期構造発達期はメタロジェニー上重要な意味を有し，その特徴といえるのは多数の遠熱水鉱床，螢石鉱床（おそらくソレアイト-玄武岩岩系に関係があるものと思われる）の生成であり，まだモンゴル領内では知られていないが，パレーイ型の金鉱床もその賦存可能性が大きい．

アジア諸地域の地体構造系の中で占めるモンゴル東部と中部の構造的位置は，この広大で興味溢れる地域のメタロジェニックな位置，各種鉱物資源の一般的な分布規則性，そして鉱床の鉱石フォーメイションと成因上の特徴を規制している．このことは探査の実施に当たって十分に配慮されなくてはならない．

文　献

AMANTOV V. A. and MATROSOV P. S. (1961) Fundamental characteristics of geotectonic development and structure distribution in Mongol in the systems of Altai-Sayan and Mongol-Amur folding districts (in Russian): 「Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой облаоти」, новый серия, ВСЕГЕИ, No. 58.

BOBROV V. A. (1962) On the age of tungsten and molybden mineralization in Yugodzyr' region (in Russian): Геология Рудных Месторождений, No. 3.

BOBROV V. A. (1965) Characteristics of metallgenic development in Eastern Mongol (in Russian): 「International geological Congress, XXII session, Reports of Soviet geologists」, Publishing "Nedra".

VASIL'YEV V. G., VOLKHONOK V. S., GRISHIN G. L., IVANOV A. KH., MARINOV N. A. and MOKSHANTSEV K. B. (1959) Geological structure of Mongolian People's Republic (in Russian): Gostoptekhizdat, Leningrad.

2) V. I. Smirnov:「鉱床地質学」(岸本文男訳) 参照.

3) 露文では Большой Хинган, しばしば大ヒンガンと訳されるが，正確に言えば大興安嶺である.

GORZHEVSKII D. I. and LAZ'KO YE. M. (1961) Mongol-Okhotsk deep fault (in Russian): 「Reports of USSR Science Academy」 vol. 137, No. 5.

IVANOV A. KH. (1961) Tectonics and main characteristics of geological development in the North-Eastern Mongolia (in Russian): 「Soviet Geology」, No. 5.

IVANOV A. KH., MARINOV N. A. and KHASIN R. A. (1953) Geologieal outline in North-Eastern part of Mongolian People's Republic (in Russian): 「Gosgeolizdat」, Moskwa.

KALENOV A. D. (1947) On the length of metallogenic belts of Eastern Transbaikal in the territory of Mongolian People's Republic (in Russian): 「Reports of USSR Science Academy, New Serics」, vol. 58, No. 2.

KALENOV A. D. (1947) On the western boundary of mesozoic folding area and of magmatism in the areas of Mongolian People's Republic (in Russian): 「Soviet Geology」, No. 24.

KOMAROV YU. V. (1960) Outline of early mesozoic magmatism in the Western Transbaikal mobile zone (in Russian): 「Geology and Geophysics」, No. 11

KOMAROV YU. V. and KHRENOV P. M. (1964) On the development type of mesozoic continental tectonic structures in Eastern Asia (in Russian): in Book 「Folding areas of Eurasia」, Publishing "Nedra".

MARINOV N. A. (1963) Distribution regularities of magmatogenic ore deposits in the territory of Mongolian People's Republic (in Russian): in Book 「Materials by geology of Mongolian People's Republic」, Gostoptekhizdat, Moskwa.

MURATOV M. V. (1965) Folding geosynclinal belts of Eurasia (in Russian): 「Geotectonics」, vol. 1, No. 6.

NAGIBINA M. S. (1963) Tectonics and magmatism of Mongol-Okhotsk belt (in Russian): Reports of Geological Institute, USSR Science Academy, issue 79.

ODINTSOV M. M. (1961) Early mesozoic tectonic-magmatic cycle on the East-Asian platform (in Russin): 「Geology and Geophysics」, No. 1.

Fundamental tectonics of China (in Russian) Gosgeoltekhizdat, Moskwa.

PUSHCHAROVSKII YU. M. (1961) Extinguishment zones of geosynclinal system or district (in Russian): Bulletin of Moskwa Society of Naturalists, part Geology, vol. 36, issue 6.

SMIRNOV S. S. (1946) On the Pacific metallogenic belt (in Russian): Izvestiya of USSR Science Academy, series geology, No. 2.

KHASIN R. A. (1947) Kimmerian granites of Eastern Mongolia (in Russian): 「Soviet Geology」, No. 24.

KHASIN R. A. and KALENOV A. D. (1965) Distribution regularities of fluorite mineralization in the Eastern Mongolia (in Russian): Reports of USSR Science Academy, vol. 164, No. 6.

新 着 資 料 の 紹 介

資 料 室

1) **ウクライナ共和国科学アカデミー地球化学・鉱物物理研究所 (1974)**:「Геология Азовского моря (アゾフ海の地質)」,「ナウコバ ドゥムカ」出版所, キエフ, 247 p., 図 107, 表 57, 参 339, 27×18 cm (露文), UDC: 55(262.54)

目 次

第1章 自然地理上の特徴
第2章 地質・地理研究史
第3章 研究法
第4章 地質
深部構成 先新第三系の層序 各地域の地質 (新第三紀－第四紀構造階)
第5章 泥火山作用
第6章 新第三系と第四系の堆積岩
分類と命名 新第三系 海成第四系 陸成第四系 ノボアゾフ層 (粒度分布型, 堆積物成分分布) 堆積相タイプ 生物地球化学的特徴 花粉学的特徴
第7章 堆積被覆層の形成に対する河川の侵食と運搬の役割
第8章 石油・天然ガス胚胎性
第9章 キンメリア期鉄鉱床
第10章 稀少鉱物濃集状況の規則性
第11章 現世堆積作用の特徴
第12章 第四紀アゾフ海地質史
研究総括

2) **А. А. Смыслов (1974)**:「Уран и торий в земной коре (地殻中のウランとトリウム)」, ネードラ出版所レニングラード支所, 231 p., 図 56, 表 39, 参 459, 22×17 cm (露文), UDC: (546.791+546.841):551.14

目 次

第1章 地殻の研究史と同位体地球化学的研究状況
第2章 地質生成体中の放射性元素の含有量研究法と分布
野外放射能測定法と野外同位体地球化学法 室内研究法 岩石・鉱物中のウランとトリウムの賦存形態の研究 同位体地球化学データの数学的処理 放射能地質図編纂の原則と方法
第3章 鉱物中のウランとトリウム
貫入岩の鉱物 火山源岩の鉱物と石基 変成岩の鉱物 外因性鉱物と鉱物成分
第4章 岩石中のウランとトリウム
堆積層 現世海底堆積物 風化殻 変成生成体 マグマ岩
第5章 地質形成体・形成体系列中のウランとトリウム
第6章 地殻各構造の地質生成体中の空間的・時間的ウラン・トリウム分布規則性
先カンブリア紀褶曲区 顕生代褶曲区 古期・新期卓状地被覆層
第7章 地殻の垂直放射能地質累帯と放射性元素の主要地球化学的濃集期
第8章 地殻の放射能と熱条件
地殻の主要構造の熱条件 地殻と地殻下位帯中での放射源熱循環と蓄積 地殻のエネルギー的発達条件

まとめ

3) **А. Л. Ковалевский (1974)**:「Биогеохимические поиски рудных месторождений (生物地球化学的鉱床探査)」, ネードラ出版所, モスクワ, 143 p., 図 38, 表 34, 参 104, 22×15 cm (露文), UDC: 550.4+550.7+577.11

目 次

第1章 植物による鉱物質栄養元素濃集の主な規則性
植物の化学組成に影響する生理学的要素 植物の化学組成に影響する生態学的要素
第2章 植物によるパスファインダー濃集の規則性
鉛 亜鉛 銅 モリブデン その他の金属元素
第3章 生物地球化学異常作用の特徴
鉱体規模の影響 露出岩石地球化学的分散ハローを伴った鉱体上の生物地球化学異常 弱露出岩石地球化学的分散ハローを伴った鉱体上の生物地球化学異常 埋没潜頭岩石地球化学的分散ハローを伴った鉱体上の生物地球化学異常 埋没潜頭水理地球化学的・岩石地球化学的分散ハローを伴った鉱体上の生物地球化学異常
第4章 実際の生物地球化学的鉱床探査の結果
多金属鉱床 モリブデン鉱床とタングステン鉱床 各種条件下における生物地球化学探査法の有効性
第5章 生物地球化学的鉱床探査法
探査範囲の選定 規模と探査グリッド 植物試料の採取 植物試料の調整 生物地球化学試料の分析 生物地球化学試料分析データの処理 生物地球化学的アノーマリーの解釈 生物地球化学的アノーマリーの詳細な検討と評価 生物地球化学探査と他種探査法との組合せ 生物地球化学探査法の開発に関する若干の問題
まとめ

4) **В. С. Голубев, В. И. Шарапов (1974)**:「Динамика эндогенного рудообразования (内因性鉱化作用の力学的研究)」, ネードラ出版所, モスクワ, 279 p., 図 76, 表 12, 参 389, 22×15 cm (露文), UDC: 551.2.01

目 次

内因性鉱化作用の力学的理論の現状
§ 1. 内因性鉱化作用のモデル化法について
§ 2. 内因性鉱化作用の力学的理論の現状
第1章 熱水鉱化作用の力学的理論の基本課題とその解決法
§ 3. 熱水鉱化作用の力学的理論の基本課題
§ 4. 質量とエネルギーのバランス公式
§ 5. エントロピーと静止状態のバランス公式
§ 6. 課題の単純化とその解決法
§ 7. 鉱化作用の力学的記載に当たってのフォーマル動力学公式の適用について
§ 8. 熱水鉱化作用の主要要素
第2章 先鉱化マグマ作用の力学的要素
§ 9. 地殻中のマグマ溜の生成条件と生成特性
§10. 「異常」熱流量分布時の地殻中のマグマ溜生成作用
§11. 半深成相マグマ溜からのマグマ貫入作用の力学
§12. 移動マグマ流と側岩との間の質量交換の性質
§13. マグマ=メルトの構造とそれに関係ある先晶出現象

§14. マグマ=メルト中での揮発成分溶存の規則性
§15. 半深成相深度でのトランス=マグマ溶液の性質
§16. 半深成相深度でのマグマ沸騰の動力学と静力学
§17. 冷固条件に規制された珪酸塩メルト固結の動力学
§18. 揮発成分に乏しいマグマと揮発成分に飽和された共融マグマの晶出時における貫入岩固結作用の力学
§19. 液態—固態化温度範囲での揮発成分に乏しいマグマと同飽和マグマの晶出作用時における貫入岩固化の力学
§20. 揮発成分不飽和マグマの晶出時における貫入岩固結作用の力学
第3章 交代過程の力学
§21. 交代作用の力学的研究の課題
§22. 岩石と沪過溶液の熱交換の力学
§23. 平行反応時における等温沪過交代作用の力学
§24. 逐次反応時における等温沪過交代作用の力学
§25. 平行-逐次反応時における等温沪過交代作用の力学
§26. 等温拡散交代作用の力学
§27. 同時沪過・拡散時における等温交代作用の力学
§28. 解放系非可逆反応時における等温沪過交代作用の力学
§29. 可変組成鉱物が加わった等温沪過交代作用の力学
§30. 非等温交代作用の力学
§31. 交代作用の力学的平衡論・非平衡論の関係について
第4章 限界モデルでの熱水作用の力学
§32. 岩石と晶出作用との相互作用による等方媒体中での沪過作用時における鉱化作用の力学
§33. 溶液成分間の反応による対面・一方拡散作用と同沪過作用時における鉱化作用の力学
§34. 変動温度バリアーでの鉱物沈殿作用の力学
第5章 充塡脈生成作用の力学
§35. 地殻中の主な流体力学条件のタイプ
§36. 孔隙流動体の割れ目帯滲透時における熱変化と質量変化
§37. 充塡脈生成時における溶液の「断熱曲線変化」の力学
§38. 弱滲透性壁面を有する単一大型割れ目に沿った流動体移動時における熱と水蒸気の逸散
§39. 鉱脈生成時における流体力学帯の連結の場合の熱交換の力学
§40. 充塡脈形成時における熱力学的パラメータの変化
§41. 充塡脈生成時における大型割れ目交叉部充塡の力学
§42. 複合割れ目断面での流動体流からの晶出作用の特性
第6章 熱水過程諸元の物理的モデル化
§43. 珪酸塩の熱水合成時における異方性反応の動力学
§44. アルミナ珪酸塩粉末ないし珪酸塩粉末と炭酸塩粉末の接触による複交代作用
§45. 炭酸塩岩とアルミナ珪酸塩岩の接触相互作用時における複交代作用の力学
§46. 拡散交代作用の検討
§47. 可変断面を通路とする場合の流動体からの鉱物の沈殿
第7章 幾つかのタイプの熱水鉱床の成因について
§48. 熱水鉱床の成因に関する課題
§49. 熱水鉱床生成持続時間の判断
§50. スカルンを例とした側岩交代作用累帯配列の性質
§51. 含銅硫化鉄鉱鉱床と多金属鉱床を例とした鉱体累帯配列の性質

§52. 深成熱水鉱床の温度帯累帯の性質
§53. 充塡脈中のボナンザ生成力学の若干の問題点
§54. 深成熱水鉱脈生成作用の若干の一般問題

5) **А. М. Малолетко (1972)**: 「Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое (西シベリア前アルタイ地方の中生代・新生代の古地理)」, トムスク大学出版所, トムスク, 228 p., 図 46, 表 23, 参 241, 22×15 cm (露文), UDC: 551.8

目 次

第1章 古地理研究概史
第2章 現世自然地理条件
地形 水理 気候 土壌 植生
第3章 地質概況
古生代基盤岩層の地質 ルーズ堆積層の層序
第4章 古地理
三畳紀 ジュラ紀 白亜紀前期 白亜紀後期 ダン期－暁新世 始新世 漸新世
新第三紀 第四紀
第5章 古地理と鉱物資源
第6章 水理地質研究の際の古地理解析
まとめ

6) **USSR National Committee for the International Hydrological Decade 編 (1974)**: 「World water balance and water resources of the Earth」, Leningrad, 638 p., 134 figures, 201 tables, 862 ref., 27×18 cm (in Russian), UDC: 556.1

Contents

From the USSR National Committee for the IHD
Foreward
Chapt. 1. Introduction
Chapt. 2. General information on hydrography
2.1 Surface area of the Earth
2.2 World ocean and its division
2.3 Continents
2.4 Main waterdivides
2.5 Area of internal (endorheic) and external (exorheic) flow
2.6 Main large rivers
2.7 Main large lakes and reservoirs
Chapt. 3. Water on the Earth
3.1 Water distribution
3.2 Sea and ocean water
3.3 Water equivalent of ice in polar regions and in mountain glaciers
3.4 Underground ice of permafrost
3.5 Water storage of the upper part of the earth crust
3.6 Annual recharge of underground water
3.7 Soil moisture
3.8 Water storage in lakes and reservoirs
3.9 Water storage in swamps

3.10 Water storage in river channel

3.11 Biological water

3.12 Atmospheric water

Chapt. 4. Water circulation of the Earth

4.1 Energy factors of the hydrologic cycle

4.2 Atmospheric circulation

General concepts Power mechanism of general circulation processes Atmospheric circulation and zones of moistening

4.3 Water circulation and water balance in atmosphere

Methods of investigation Horizontal moisture flows in atmosphere Estimation of gloval water isotopes Water cyclation components in atmosphere over the continents Water cyclation in earth atmosphere

4.4 Hydrologic cycle on the Earth

Main govering laws Duration of discharge and recharge periods for various kinds of water on the Earth Dynamics of the glaciers Underground flow to the World ocean Model of water cycle

Chapt. 5. Water balance and water resources of the continents

5.1 Initial data and methods of computation of water balance components

Precipitation Potential and actual evapotranspiration Runoff Water balance

5.2 Europe

General information Precipitation Potential and actual evapotranspiration Runoff Water balance Water resources

5.3 Asia

General information Precipitation Potential and actual evapotranspiration Runoff Water balance Water resources

5.4 Africa

General information Precipitation Potential and actual evapotranspiration Runoff Water balance Water resources

5.5 North America

General information Precipitation Potential and actual evapotranspiration Runoff Water balance Water resources

5.6 South America

General information Precipitation Potential and actual evapotranspiration Runoff Water balance Water resources

5.7 Australia and Oceania

General information Precipitation Potential and actual evapotranspiration Runoff Water balance Water resources

5.8 The Arctic

General information Precipitation Evaporation Runoff Water balance Water resources

5.9 The Antarctic

General information Precipitation Evaporation and condensation Runoff Water balance

5.10 Land water balance

5.11 Water erosion of land surface

Dissolved solids runoff Suspended sediment runoff

Chapt. 6. Water balance of lakes and reservoirs

Chapt. 7. Fresh water balance of the World ocean

7.1 General information

7.2 Precipitation

Contemporary knowledge on precipitation and methods of map compilation Distribution of precipitation over the water area and its annual variation

7.3 Evaporation

Initial data and methods used for computation Annual evaporation and its distribution during a year

7.4 Water inflow from land

7.5 Fresh water storage in sea ice

7.6 Fresh water balance of the oceans

7.7 Changes in level of the World ocean

Chapt. 8. Water balance of the Earth

Chapt. 9. Water use in the World

9.1 General information

9.2 Main water consumers

Population Industry Agriculture Water storage reservoirs

9.3 Dynamics of water consumption in the World

9.4 Effect of man's economic activity on water resources and water circulation

9.5 Possible ways of liquidating water resources deficit in selected regions and river basins

9.6 On quality changes of water resources

Conclusion

7) **ソ連地質省 (1974)**:「Радиогеохимические исследования (放射地球化学的研究)」, モスクワ, 141 p., 図 44, 表 18, 参 248, 27×18 cm (露文), UDC: 550.84:528

目 次

第1部 放射地球化学的研究法

第1章 岩石放射能の野外研究法

第2章 岩石と水の中の放射性元素含有率の室内分析法

第3章 岩石・鉱物中のウラン・トリウム賦存形態の研究

第4章 地球化学データの処理法

第5章 放射地球化学図編纂の原則と方法

第2部 放射地球化学区・帯とその鉱床胚胎性指標

第6章 地殻構成鉱物物質中のウラン・トリウムの分布

第7章 先カンブリア紀褶曲区地質生成体の放射地球化学的特徴

第8章 顕生代褶曲区地質生成体の放射地球化学的特徴

第9章 卓状地被覆層の堆積岩と地下水の放射地球化学的特徴

第10章 構造－マグマ作用活化帯の放射地球化学的特徴

まとめ

8) **H. B. Соболев (1974)**:「Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии (The deep seated inclusions in kimberlites and the problem of the upper mantle composition)」, ナウカ出版所シベリア支所, ノボシビルスク, 264 p., 写真 19, 図 52, 表 48, 参 386,

27×18 cm（露文），UDC：552.32+549.51+549.6+549.21

Contents

Introduction

Chapt. I. Methods of study

Chapt. II. Short description of the studied kimberlitic pipes

Chapt. III. The facies of graphite-bearing pyrope peridotites and eclogites (graphite-pyropic)

§ 1. Pyrope peridotites and pyroxenites

Garnet Pyroxenes Another minerals Pyrope peridotites from the Udachnaya pipe

§ 2. The minerals related to ultrabasic assemblages from kimberlitic heavy concentrates

Zonning garnets from kimberlite

§ 3. Eclogites

Corundum eclogites

§ 4. Grospydites and cyanite eclogites from the Zagadochnaya pipe

Garnet Clinopyroxene Cyanite

§ 5. Chemical composition of the deep seated xenolith

§ 6. The conditions of formation of the rocks

Chapt. IV. The facies of diamondiferous eclogites and peridotites (diamond-pyropic)

§ 7. The xenoliths of diamondiferous peridotites

§ 8. The xenoliths of diamondiferous eclogites

Garnet Clinopyroxenes Another minerals Cyanite eclogites of Robert Victor mine, S-Africa

§ 9. Crystalline inclusions in diamonds

Garnet Olivine Chromite Enstatite Clinopyroxene Another inclusions Probable syngenetic inclusions

§10. Minerals grown—in with diamonds

Garnet Clinopyroxene Another minerals

§11. The features of paragenesis of the minerals coexisted with diamonds

The paragenesis of Ca-poor chrome pyrope (harzburgite-dunitic) Lherzolitic paragenesis The paragenesis of Ca-rich chrome pyrope (wehrlitic) Eclogitic paragenesis The inclusions in the diamonds from diamondiferous eclogite Paragenesis clinopyroxene—chromite Crystallization features of the minerals coexisted with diamonds On the place of diamond crystallization

Chapt. V. Mineral data

§12. Garnet

§13. Clinopyroxene

§14. Enstatite

§15. Olivine

§16. Cyanite

§17. The minerals of the Al_2O_3-Cr_2O_3 system

§18. Chromespinelides

§19. Ilmenites

§20. Rutile

Chapt. VI. The regularities of cations distribution in the minerals

§21. Mg-Fe distribution

§22. Ca-Mg distribution and equilibrium temperatures of peridotites and eclogites

§23. Cr–Al distribution
Chapt. VII. The problem of the upper mantle composition
§24. Mineral composition and metamorphic facies of the upper mantle
§25. H_2O significance in the upper mantle
§26. Na_2O and K_2O significance in the upper mantle
§27. Oxygene behaviour in the upper mantle
§28. The indications of partial melting of the upper mantle substance
Chapt. VIII. Mineralogical indications of the diamond content of kimberlites
Conclusions

9) **火山学研究所編 (1974)**:「Вулканогенно=кремнистые Формации Камчатки (カムチャツカの火山源珪質岩層系)」, ナウカ出版所シベリア支所, ノボシビルスク, 116 p., 図 32, 表 3, 参 131, 26×17 cm (露文), UDC: 551.214:551.244(571.66)

目 次

序論
アナドィル=コリャク帯火山源珪質岩層系
地質概説 火山源珪質岩層系の一般的特徴
ヴェトヴェイ=カムチャツカ白亜系上部火山源珪質岩層系
地質概説 火山源珪質岩層系の一般的特徴
東カムチャツカ火山源珪質岩層系
地質概説 火山源珪質岩層系の一般的特徴
東カムチャツカ火山源珪質岩層系の火山岩相
カムチャツカのスピライト=ケラトファイア岩系熔岩類の岩石学的・岩石化学的特徴
火山源珪質岩層系の古構造地質学的生成条件と列島弧発達に関連したその位置
構造帯発達の諸段階 構造帯の構成と発展の特徴 列島弧と深海溝の構造の特徴 カムチャツカの地向斜の発展

講演要旨*

トルコ共和国 M.T.A (鉱物調査開発) 研究所と同国の鉱物資源，とくに銅鉛亜鉛鉱床

高島　清

トルコ共和国 M.T.A 研究所は 1933 年に，政府経済省の中に，地下資源の調査とその経済的開発利用を図る目的をもって，石油探鉱開発庁と金属鉱物探鉱開発庁の 2 庁が設立されたのがはじまりである．この組織は，鉱業の開発強化を行うには，不適当であると判断され，近代的な地質学と鉱山技術開発の充実をはかるために，この 2 庁を合併し，1935 年 6 月正式に M.T.A Enstitüsü として発足した．

この設立を定めた法律第 2804 号の第 2 項に示された職責に従って，業務が推進されている．

国の，工業と経済の発展に必要な地下資源の探査と研究は，その資源の内容，研究の重要度に応じて計画書に順位が示されるが，発見された鉱物資源は国営のエティバンク社あるいは民間企業にまかされる．これらの中で将来性のあるもの，重要度のあるものについては，上部組織のエネルギー資源省に報告されることになっている．

1935 年から 1971 年に至る 37 年間の M.T.A 研究所の支出経費は 1,183,723,234 T.L. (1 T.L.≒22 円) であり，この結果発見された鉱床量 (資源のポテンシアル) は，現在の評価で 1,000 億 T.L. にのぼるといわれる．

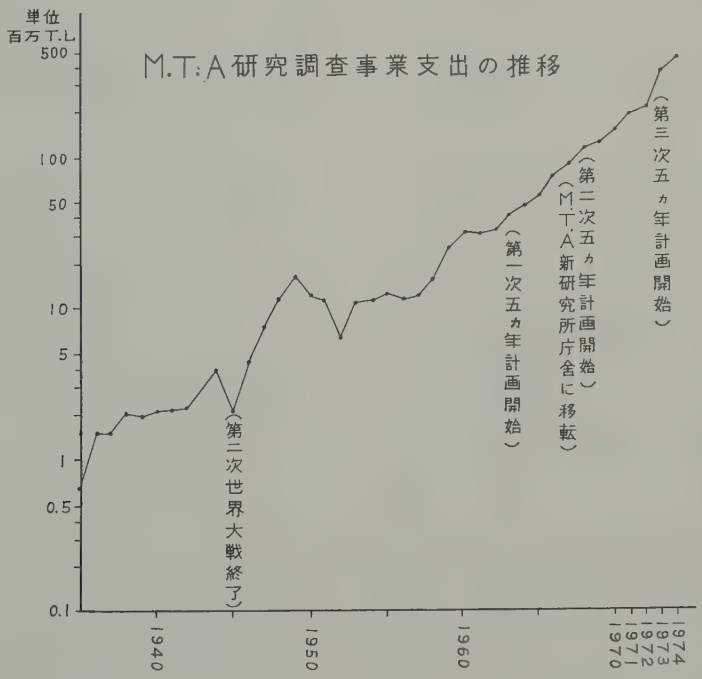
現在 (1974) の M.T.A 総事業予算額は 480,500,000 T.L. (約 106 億円) となっている．

M.T.A 組織は総裁直属の諸委員会と 16 部および広域調査プロジェクトのため，7 支所が設けられている．

職員は一般管理部門の職員 389 名，研究および技術職員 877 名，前記の助手 121 名，医局員 9 名，労働者 1,550 名，合計 3,946 名となっている．

現在，わが国とトルコの間では，G.G. ベースの技術協力として，年間専門家 2 名を派遣しているほか，黒海沿岸地域の基礎調査が実施されている．その他の外国からの技術援助は昨年終了した U.N.D.P によるポーヒリ型銅鉱床調査，現在行われている放射能鉱物調査などのほか，ドイツ，ユーゴスラビアなどからの援助プロジェクトも断続的に行われている．

トルコにおける鉱物資源は銅・鉛・亜鉛・水銀・アンチモニー・クロムなどのほか，マグネサイト・硼素原料



* 昭和 51 年 4 月 26 日本所において開催

鉱石などが有名であり，硼素原料鉱石であるコレマナイト・ウレキサイトなどの鉱石は，世界最大の生産をあげている．

現在までに，日本専門家グループにより調査された銅鉛亜鉛鉱床を中心に，鉱床の概要をのべる．

（鉱床部）

ヨーロッパにおける地下水の人工かん養

村下 敏夫

地下水の人工かん養とは，地下水層に入る水の量を人工的手段によって増加させることをいう．

人工かん養の手法は直接法と間接法とに分けられ，直接法は地表散水を含めて，洪水，浸透池，堀割り（溝），水路（損失河川），坑，井戸等によって地下水を増加させる手法，間接法は地表水体の近くに位置する井戸，集水（満州）井戸，集水埋きょ等の揚水によって地表水体からの補給を一層増加させる手法である．

地下水の人工かん養は，19世紀の初めからヨーロッパで始められた．筆者の知る範囲で19世紀代に実施された主な人工かん養の例を挙げると，下表のとおりである．

開始年次	国名	都市名	手法	説明
1810	Scotland	Glasgow[4]	集水埋きょ	Clyde 川の島に埋設して揚水した．
1820年代の初	France	Toulouse[4]	浸透池	Garonne 川の近くに池を造り，川水の浸透水を集めた．
1890	England	London[1]	井戸	Lea 川の冬の余剰水をチョーク層に貯蔵した．
1897	Sweden	Göteborg[3)~5]	浸透池	Gota Elf 川から650 ft 離れた2つの池に送水して浸透させた．
1899	France	Nancy[2]	集水埋きょ	Moselle 川沿いの沖積層に深さ6.6 ft の砂を詰めた溝を造り，川水を引き入れて埋きょで取水した．

これらの人工かん養はいずれも都市用水を安定した状態で得ることが目的であったが，初期の間接法は川床に泥が沈積して目づまりが起こり，川水が浸透しなくなってたびたび失敗したようである．しかし，著名な水理学者 THIEM, A.[6] は地下水が人工的に作れることを示し，その弟子スウェーデンの RICHERT, J. G. が上記の Göteborg 市のために人工かん養が可能であることを初めて実証した．

この画期的な直接法は各国で注目され，20世紀に入るとその国の地下水事情に適した手法が次々にあみ出された．例えば，スウェーデンでは1937年から多くの都市で，Esker と細長く分布する Morän——この国の自然をうまく利用した浸透池法，ドイツでは浸透池と集水埋きょを併用した手法，オランダでは1940年頃からライン川の水が良質な時期に取水して砂丘に貯蔵する手法が採用されている．

ヨーロッパで実施されている地下水の人工かん養は，次のような特長をもっている．

1. 地下水は地表水よりも味がよく，水温の季節変動が少ない（スウェーデンのウプサラでは 7-8°C）．

2. 浸透池は緩速ろ過の機能を果しているから，目づまりが発生した時には表層の砂を入替えるだけですみ，水処理費が安い．

3. 水質の悪い帯水層にろ過した良質の地表水を入れるので，水質が改善され，地下水の利用価値が高められる．

4. 冬季の降雨または余剰の地表水を地下に貯蔵しておくと，夏季の水需要最盛時に補充水源として利用できる．

5. 地表ダムは蒸発による水損失が大きいが，地下に貯蔵しておくとそれを防ぐことができる．

6. 人工かん養した地下水を都市の近くで汲上げるので，水の輸送費が節約できる．

文献

1) BARROWS, G. and WILLS, L. J. (1913) *Records of London wells*. 215 p., England and Wales Geol. Survey Mem., London.

2) GIESELER, E. A. (1905) A new form of filter gallery at Nancy, France. *Engin. Rec.*, vol. 51, no. 6, p. 148-149.

3) JANSA, O. V. E. (1951) Artificial groundwater supplies of Sweden. *Internat. Union Geodesy and Geophysics, Brussels*, vol. 2, p. 227-231.

4) ——— (1952) *Artificial replenishment of underground water*. 105 p., Internat. Water Supply Assoc., 2nd Cong., Paris.

5) RICHERT, J. G. (1900) *On artificial underground water*. 33 p., Stockholm, C. E.

Fritze's Royal Book-Store.

6) THIEM, A. (1898) Die künstliche Erzeugung von Grundwasser. *Gasbeleuchtung nnd Wasserversorgung Jour.*, vol. 41, no. 12, p. 189-193, 207-212.

(環境地質部)

東南アジア地域地質構造の研究

1. 概 況 報 告

佐藤 良昭

研究プロジェクトの経過報告の前に，ITIT について説明する．ITIT とは Institute for Transfer of Industrial Technology（産業技術移転研究所）の略称である．昭和 48 年，工業技術院に国際研究協力官が設置された．ここが ITIT の推進母胎である．国際研究協力がさけばれるようになった背景は，第2次大戦後，発展途上国の経済力を高めるために行われた，先進国からの資金・技術援助があまり実を結ばなかった点にあるといえる．この原因を追及する努力が行われ，1969 年に世界銀行の委嘱でピアソン委員会が 1960 年代の開発成果を総括し，70 年代の開発に対する提言を盛込んだ報告書を発表した．

その結果，援助は量だけでなく，質的改善も必要であり，開発目標にかなったものについて実施する．発展途上国の自助努力も要求して行く．発展途上国が技術を消化できるための科学技術能力を開発する．先進国は，それが持つ研究ポテンシャルを発展途上国のために振り向ける．発展途上国のニーズあるいは特質に応じた技術の開発，既存技術の発展途上国の自然・社会条件にあうような改良，発展途上国の研究ポテンシャルの向上に役立つ協力の必要などが認識されるにいたった．このような点が考慮され，通産省においても，従来の技術協力に一歩質的改善をほどこして，発展途上国との国際研究協力事業 (ITIT 事業) を推進することになったのである．

地質調査所では，このような観点から，世界の変動帯の一部をなす東南アジア地域の島弧系列の解明を，主として地球物理学的手法によって行い，発展途上国の地質調査機関に保管されている原資料をデータ処理・解析することによって，現地に合ったデータ処理システムを開発・確立するとともに，各種地球科学的諸資料とともに編集・総合解釈して地質構造を求め，ひいては鉱産資源分布の予測まで行いたいと意図し，研究協力プロジェクトとして「東南アジア地域地質構造の研究」を設立した．

最初の研究協力は，インドネシア国地質調査所との 4 カ年計画（昭和 48 年度-昭和 51 年度）で，同国の有するジャワ島およびその周辺地域の重力データにつき，処理・解釈することによって，データ処理システムを確立し，ジャワ島およびその周辺の地下構造を求め，地質構造発達史を求めることを目的としている．

昭和 48 年度は計画の打合せ，フェローの来日による第1次データ処理，昭和 49・50 年度には，第2次データ処理，データ解析による深部・浅部構造の抽出，現地野外調査による地質の観察，岩石の物性，古生物研究用試料の採集および室内研究，岩石磁化の測定を行い，ジャワ島の地質構造の研究を進めている．昭和 51 年度には，これら諸データをまとめ，構造解釈についてもインドネシア側と見解を統一し，年度末までに研究成果をまとめる予定である．

(燃料部)

2. ジャワ島および周辺地域の新生界

名取 博夫

ジャワ島を含む西部インドネシアは“スンダ陸棚”の南西部を縁どる2列の弧状列島からなり，新生代の激しい造山帯に属している．2重弧のうち，インド洋に直面したメンタビ諸島やスンバ，チモールなどの列は外側弧または非火山弧と呼ばれる．その北東側のスマトラ・ジャワ・バリ・スンバワ・フロレスなどは内側弧または火山弧と呼ばれ，新生代の活発な火山活動の場に当たる．火山弧の北東側には“スンダ陸棚”の南部をなす浅いジャワ海が横たわり，カリマンタン島を取り巻き縁海を形成している．

この度編さんした新生界の等層厚線図 (Fig. 1) によって，ジャワ島とその周辺の地域をみると，南から北に，インド洋の大洋底（北オーストラリア海盆），ジャワ海溝，ジャワ海嶺（外側弧），ジャワ・ロンボク舟状海盆，ジャワ外島弧堆積盆 (Outer-arc Basin)，スンダ第三紀マグマ弧（南部山地：浅基盤帯），スンダ第四紀火山弧，ジャワ中央沈降帯およびジャワ海縁海区に区分される．ジャワ海縁海区は東部と西部とで著しく様相を異にする．すなわち，東部ではマズラ・リッジ，カンゲアン堆積盆，バビアン・アーチ，バビアン堆積盆などが，E-W から NE-SW へと順次その方向を転じつつ，あたかもスラウェシ島に向かって開きジャワ島中央部に収斂する扇の筋のように配列し，複雑な構造を呈する．しかし，西部は，一部の区域を除いて，新生界は薄く単調に分布するにとどまり，安定した地背斜的陸棚区を形成している．

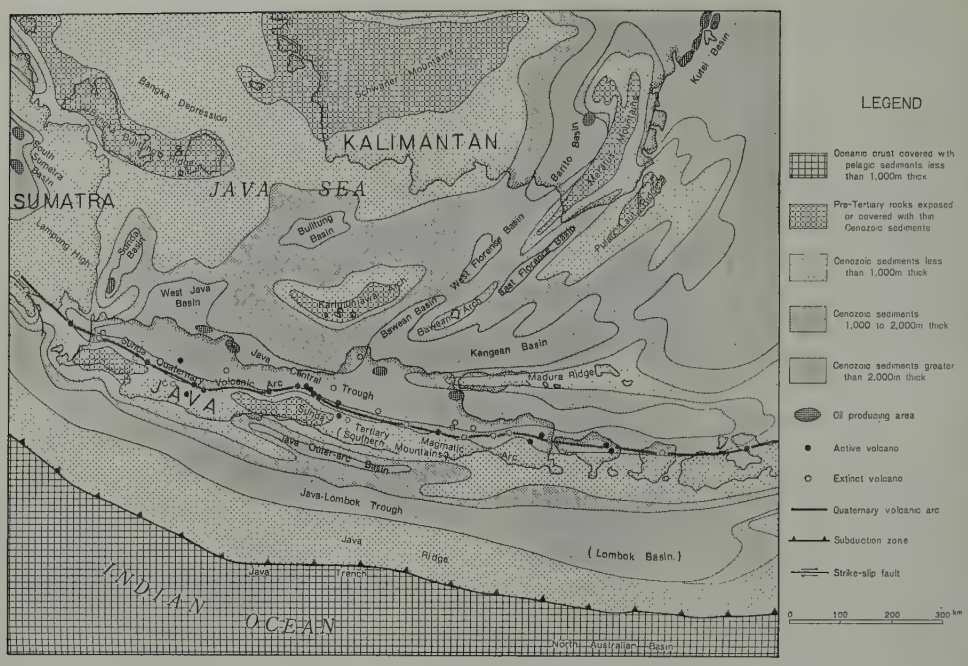


Fig. 1 A schematic isopach map of the Cenozoic sequences in Java and the adjacent areas.

ジャワ島主部は浅基盤帯をなす南部山地（スンダ第三紀マグマ弧）とその北側のジャワ中央沈降帯からなり，両者の間のヒンジ帯に第四紀の火山が連なっている．

南部山地は先第三紀変成岩類と上部白亜系などの基盤岩類の上に，主として海成の中期始新世から後期中新世にわたる堆積物が累積する．一部に暁新統もあるらしいが詳細はまだ明らかにされていない．始新統は主として浅海性の砂岩，泥岩および石灰岩からなり，Ta-b 階の大形有孔虫および浮遊性有孔虫を産する．漸新統は“Old Andesite”と呼ばれる中性火山砕屑岩類と砂岩，泥岩および泥灰岩などからなり，浮遊性有孔虫を産する．中新統も石灰岩・砂岩・泥岩・泥灰岩および火山砕屑岩類などの浅海相からなるが，石灰岩の占める割合が大きいことで特徴づけられる．この地帯は一部の区域を除いて後期中新世以降の堆積物を欠き，陸化していたことを示している．この地帯の新生界は，層厚が小さく，ほとんど褶曲していない．したがって，この地帯は，新生代を通じて，地背斜的浅基盤帯をなしていたと考えられる．また，漸新世から中期中新世には，深成岩貫入を伴う火山活動の場となり，スンダ第三紀マグマ弧と呼ばれる火山帯を形成していた．

ジャワ中央沈降帯は中期始新世から第四紀にわたる主として海成の最大層厚 6,000 m を越える厚い堆積物で埋め立てられている．この沈降帯中の古第三系は，南部山地とほぼ同様な岩相変化の激しい浅海相が主体となり，しばしば非整合などを伴い，海進初期の特徴を備えている．中新統基底部も石灰岩の多い浅海相を示すが．上位には泥灰岩を含むフリッシ型堆積物からなる厚い地層が累積する．中部中新統中には各地に石灰岩が知られ，浅海化したことを示す．この石灰岩の上位には再び泥灰岩を含む厚いフリッシ型堆積物が重なり，一部にはグロビゲリナ泥灰岩からなる深海相も含まれる．下部更新－完新統は浅海相，河成相，火山砕屑物で代表される．このようにジャワ中央沈降帯の堆積物は中部中新統および下部更新統を境とする 3 つの堆積輪廻に大別できる．このような輪廻は，この地帯だけでなく，西部インドネシア全域に共通するものと考えられる．

ジャワ外島弧堆積盆は物理探査によって発見された中部ジャワ南海岸沖の沿海堆積盆であるが，精細についてはまだ明らかにされていない．しかし，この堆積盆の縁部と思われる南中部ジャワ陸部において，この度重要な事実を見出した．すなわち，昨年の野外調査時にそこで採集した浮遊性有孔虫の試料を検討した結果，中部中新統の中部（Blow, 1969 の Zone N. 11）から上部中新統の中部（Zone N. 17）の間の約 700 万年分に相当する地層の欠如しているところがあるらしいことが分ったのである．その地点は，重力の急傾斜帯に当たり，その堆積盆の北西縁部に相当すると見なすことができる．この

ことは，その堆積盆が主として後期中新世以降の沈降によって形成されたらしいことを示しており，西部インドネシアの地史を解明し，また，石油・天然ガスのポテンシャリティを考察する上に重要な意味をもっている．さらにまた，その堆積盆は宮崎層群，島尻層群などに対比されるものであり，日本の後期新生代の地史との比較研究に対しても重要な意味をもち，今後の研究の展開が注目される．

（燃料部）

3. ジャワの地質構造

星野 一男

ジャワの地質構造の大きな特長は Bemmelen 以来よく知られている東西方向の帯状構造であり，中央部の第四紀火山帯，およびその北部と南部の第三紀地帯の3帯に区分できる．南部は始新世，漸新世の砂岩・石灰岩を基底とし，中新世の火山堆積物・石灰岩・泥岩を主とする地層からなる．これは変形をほとんど受けておらず安定した陸棚相である．北部は主として中新世から鮮新世の地層からなり，フリッシュ型の砂岩泥岩互層，石灰岩あるいはマールを主とする．ある程度の褶曲・断層をなしており，地向斜相である．物性測定結果によると鮮新統から中新統，および中新統から始新統までの堆積層は BEN-AVRAHAM and EMERY (1973) の Sonic 調査による速度地層区分とよく一致する．BEN-AVRAHAM and EMERY の V_8 と V_9 が基盤に相当し，これは先第三系の花崗岩，変成岩類である．これは速度 5.0 から 5.7 km の地層に相当し，上部地殻層 (sialic or granitic layer) である．今回の重力解析による深部面 (deep effect) はジャワ島周辺の既地震資料 (RAITT, 1967 など) と対比すると上部地殻層の基底に相当する可能性が強い．ジャワ島の南岸部では基盤岩層が最も浅くなっており，Tjiletuh では閃緑岩などからなる基盤が露出し，蛇紋岩が貫入している．

一方，ブーゲー重力異常図および2次微分重力図などによると深部すなわち基盤部では東西の対立がみられ，西部はスマトラ方向の構造要素を持ち，スンダ地塊部の一部であると考えられるのに対し，東部は依然東西方向の構造要素が見られ，Kendeng 地降帯のような著しい重力負異常のパターンを呈している．この東西構造区の境界は Semarang を通って西南西に延びる線であり，おそくとも中新世以前に生成されたことが両側の中新統岩相，構造の差異から推定される．

（燃料部）

4. ジャワ島の重力異常とその解釈

長谷川 博

インドネシア地質調査所はジャワ島およびその周辺諸島における約1,200点の重力値をもとに，同領域におけるブーゲー異常図を編集した．

日本およびインドネシア両地質調査所の共同研究プロジェクトとして，このブーゲー異常図のフィルターリングをはじめ各種の統計的処理をおこない，それらの結果について地学的調査結果を参照しながら定性的および定量的解析を実施した．今回は日本側が主として実施した深部構造の解析とその解釈を中心に，一部の浅部構造の解析結果について発表する．

まずブーゲー異常図をデジタル化するために，動力図を 1′×1′ の経緯度間隔に分割し，その各格子点のブーゲー異常値を読取り，これを入力として各種の空間フィルターを施した．すなわち鉛直二次微分，移動平均および上方接続などである．次にブーゲー異常値を波数領域に変換し，とくにジャワ島を南北に横断する約 150-200 km の長さの 15 本の測線にそって，パワースペクトルを作り，その包絡線の傾斜から密度異常分布の境界面の深さを求めた．その結果，友田[1] が日本の場合に得たと同じように，2つの明瞭な不連続面が求められ，浅い方の深さは，1-2 km で，深い方のそれは，10-20 km の範囲に入る．この結果にもとづいて，フーリェ変換の低次項の合成より，深部の密度分布に対応するブーゲー異常図を作成した．この重力異常分布はモホ面の構造に対応すると考えられるが，さらに2層構造を仮定して，いくつかの測線に沿って構造断面を計算した結果，密度差 0.5 とするとき，最も合理的と思われる地下構造を得た．従って，15 本のすべての測線にそって構造断面を求め，それらの結果を接続して密度境界面の起伏分布図を作成した．そこで，不連続面の形状に注目すると，まず大きな特長は東部，中部および西部の3つのブロックに分割され，中部が浅く，しかもモホ面の深さが不明瞭であり，西部から東部の順に深くなる．また西部は南北のトレンドをもつのに対し，東部は東西のトレンドを示す．中部はとくに明瞭なトレンドは認められない．一方ジャワ島はほとんど新生代の堆積岩と火成岩で覆われ，地表付近は東西方向のトレンドが顕著である．このトレンド構造は始生代以後に形成されたものと考えられ，ジャワ島南部に東西に拡がる新生代の堆積層は浅海性で，とくに著しい変動は受けていない．このような地質学的な事

1) 友田好文（海洋研教授）

実から，第三紀初期以前は，ジャワ島は少なくとも2つのブロックにわかれており，第三紀初期またはそれ以後にジャワ東部が，中部を介して西部と結合して現在のジャワ島を形成したものと考えられる．

（物理探査部）

5. 総括——東南アジアの地質構造とジャワ

佐野 浚一

東アジア南部の大陸周辺部の地域地質構造の発達に関する研究は，この数年間とくにプレートテクトニクスの立場から進められ，インドネシア—マレイシア地域の復元が行われた．東南アジアの大陸周縁地域は，タイ南部—マレイ半島からスマトラ—カリマンタン西部に至る大陸地塊のまわりを島弧—縁海系がとりまいているが，HAMILTON, HUTCHISON および KATILI らによると，この大陸地塊は，前期古生代に東からの海洋プレートのもぐりこみによって生成された島弧を中心として，その両側で外側にむかって後退しながら，継続的に活動してきたサブダクションによって形成された島弧がつけ加えられ，拡がってきたものである．この大陸地塊は白亜紀後期（または第三紀初頭）までに形成され，その後約40°反時計まわりに回転したことが古地磁気学的に推定される．

第三紀初頭以後，おそらく東シナ海の拡大に伴うブルネイ—パラワ・サブダクション・ゾーンの活動およびスル海の拡大に伴う海洋地殻のオブダクションによって，現在のボルネオ島が完成し，太平洋プレートのもぐりこみによるミンダナオ—ハルマヘラ島弧の形成，およびインド洋プレートのもぐりこみによる小スンダ—チモール—バンダ島弧の形成により，第三紀中期までにマレイ半島—カリマンタン大陸地塊の周辺に現在の島弧系の大部分が出現し，オーストラリア大陸の北進により，これらの島弧はアジア大陸側に湾曲しあるいは押しこまれて，現在の位置に移動した．

西部ジャワの大部分は大陸地塊あるいは白亜紀に形成された古い島弧に属し，現在のジャワ島は，上記の復元を承認すれば，中部ジャワを通って北西ないし西北西方向にのびるいくつかの既知構造線において衝突し縫い合わされた2つの島弧により作られたものである．この線にそってオフィオライトの露出もみられる．

インドネシアでは堆積盆地地域における石油の探鉱調査が活発に行われ，プルタミナや HAMILTON によって堆積盆地に関する編集が行われた．ジャワから東カリマンタンにかけて分布する堆積盆地の性格は白亜紀のサブダクション・ゾーンを境界として変化していることが指摘される．

長谷川が報告したように，ジャワ島の重力異常は中部ジャワを境界として異なり，上記の復元を裏付けている．ジャワ島をかこむ海域の重力異常については，それぞれソ連地質省および EMERY and BEN AVRAHAM が編集した重力図が公表されている．上記以外に注目すべき重力異常は，(1) ジャワ島南部沿岸に沿う正異常，および (2) ジャワ島北東部より隣接海域に拡がる負異常で，これらはジャワの新生代の構造発達史を解く鍵となるであろう．

（海外協力室）

地質調査所月報 第27巻 第8号 予告

報　文

長野県和田村第三紀石英閃緑岩中のペグマタイトとK-Ar年代

岩石の平均化学成分とその図示　4. 本州（秩父）地向斜の泥岩

宍道湖・中海の堆積物中の炭素分布について

概　報

諏訪湖南盆地におけるコーン貫入試験

資　料

太平洋における鉄－マンガン団塊の賦存位置とその成因的意義

講演要旨

昭和51年7月15日　印　刷
昭和51年7月22日　発　行

工業技術院地質調査所

印刷者　松　本　喬
東京都新宿区西早稲田 2-10-11
印刷所　(有) 啓文堂松本印刷
東京都新宿区西早稲田 2-10-11

© 1976　Geological Survey of Japan

UDC 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Isamu KOBAYASHI, Director

Vol. 27 JULY 1976 No. 7

CONTENTS

A. SASAKI and N. KOHYAMA: The Isotopic Composition of Sulfur and the Genesis of Mirabilite from the Miocene Oya Formation, Tochigi 1 (445)

K. KIMURA, M. YUASA, Y. MASAI and Y. KANIE: Finding of pillow Lava from the Oligo-Miocene Formation of the Miura Peninsula 7 (451)

T. AIHARA: Cone Penetration Test and Measurement of Pore Water Pressure of the Surface Deposits in the Minami-Karuizawa Area, Nagano Prefecture 19 (463)

S. HIGASHIMOTO, E. OHMORI and H. GOTO: Chemical Composition of Sedimentary Rocks and Granites from the Kuga District, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan 27 (471)

R. OTA, M. KAMITANI and S. NAKAGAWA: ^{14}C-Ages of Rocks of Kirishima Volcano—^{14}C-Ages of the Quaternary Rocks Associated with the Geothermal Activity in Japan III— 39 (483)

U. of ILL. LIBRARY

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto, Takatsu-ku, Kawasaki-shi, Japan

DEC 2 1976

地質調月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 27, No. 6, 1976

CHICAGO CIRCLE